

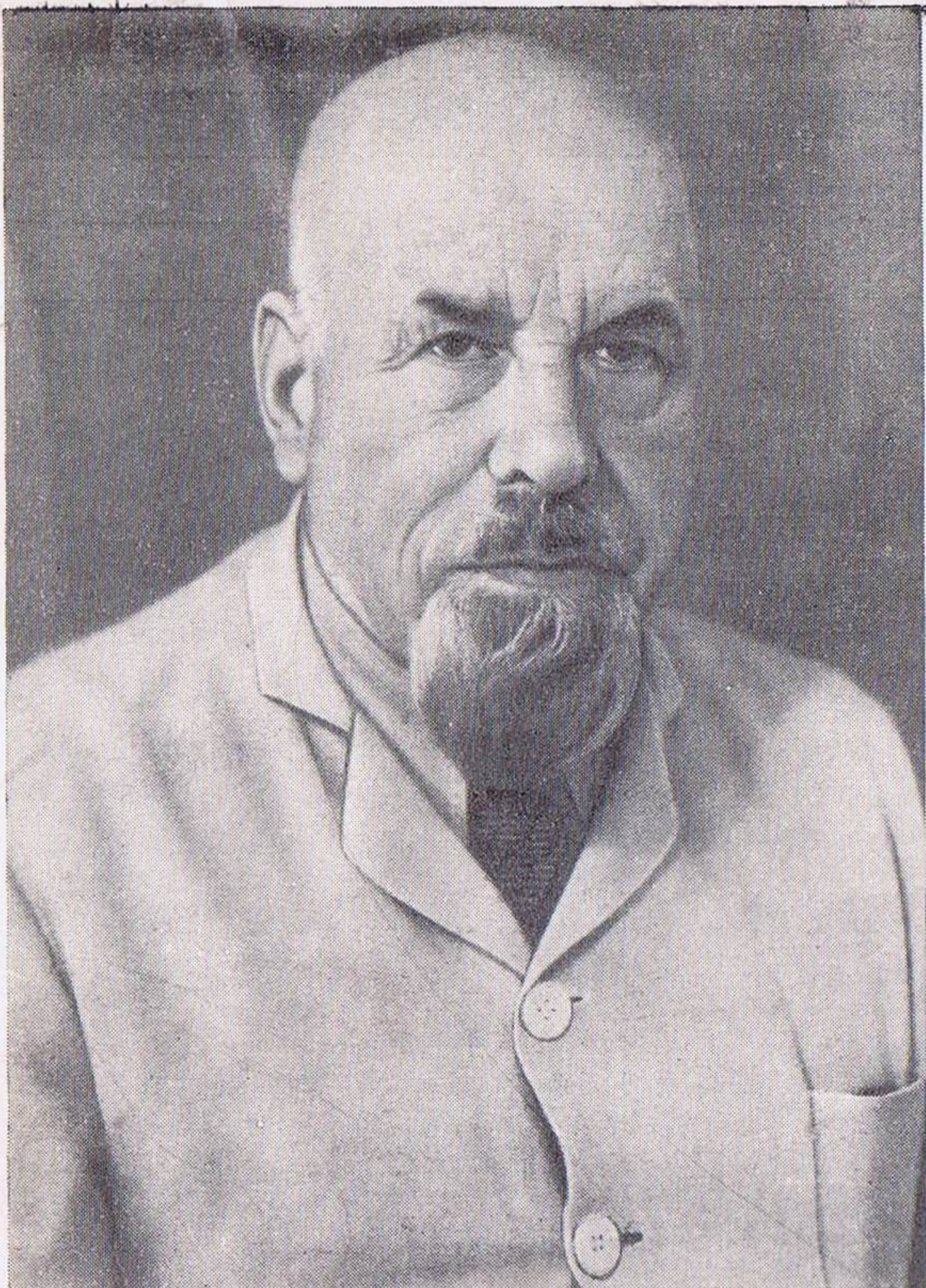
Цена 1 р. 20 к.

С. И. КОСТИН

Краткий курс
метеорологии
и климатологии
для лесоводов



Ленинград
1971



Автор «Краткого курса метеорологии и климатологии для лесоводов» доктор географических наук, профессор Воронежского лесотехнического института Сергей Иосифович Костин с начала 30-х годов ведет курс метеорологии и климатологии в Воронежских вузах. Он автор двух неоднократно переиздававшихся учебников — «Основы метеорологии и климатологии» и «Климатология» (последний в соавторстве с Т. В. Покровской). Учебники были изданы и в ряде зарубежных стран (КНР, НРБ, ПНР, КНДР, СРР и др.). Профессор С. И. Костин опубликовал около 80 печатных научных работ, в частности по лесной метеорологии и климатологии, по климатическому районированию различных территорий, по вопросу колебания климата за историческую эпоху, влияния солнечной активности на рост деревьев и т. д.

Лесотехническая академия имени С. М. Кирова выражает профессору Сергею Иосифовичу Костину благодарность за это учебное пособие.

Министерство высшего и среднего специального образования РСФСР

ЛЕНИНГРАДСКАЯ ОРДЕНА ЛЕНИНА
ЛЕСОТЕХНИЧЕСКАЯ АКАДЕМИЯ имени С. М. КИРОВА

С. И. КОСТИН

КРАТКИЙ КУРС МЕТЕОРОЛОГИИ И КЛИМАТОЛОГИИ ДЛЯ ЛЕСОВОДОВ

Учебное пособие



ЛЕНИНГРАД

1971

203797

Рекомендовано к изданию методической комиссией химико-технологического факультета Лесотехнической академии имени С. М. Кирова 12 января 1971 г.

РЕЦЕНЗЕНТЫ:

доктор географических наук Т. В. Покровская,

канд. географических наук И. Д. Копанев,

канд. техн. наук, доцент С. С. Алтынбаева, ст. преподаватель Г. И. Мамина

Ответственный редактор —
доктор географических наук Т. В. Покровская

АННОТАЦИЯ

В учебном пособии описываются физические процессы и явления, происходящие в атмосфере. Большое внимание уделено метеорологическим факторам, влияющим на рост и развитие растений. Рассматриваются вопросы, связанные с влиянием леса на отдельные метеорологические факторы и климатический режим местности. Дается общее учение о климате и описание климатических зон земного шара, в том числе и СССР.

Книга является учебником для студентов лесохозяйственных факультетов. Она может быть использована в качестве учебного пособия и студентами биологических факультетов. Книга будет также полезной широкому кругу лиц, интересующихся метеорологией и климатологией.

ОТ АВТОРА

Настоящее учебное пособие составлено для студентов лесохозяйственных факультетов. В основу его были положены лекции, читавшиеся автором за последние 40 лет на лесохозяйственном факультете Воронежского лесотехнического института. Эти лекции были изложены в курсе автора «Основы метеорологии и климатологии», который был допущен Министерством высшего образования СССР в качестве учебника для лесохозяйственных и лесотехнических институтов. Настоящий учебник составлен по переработанным материалам этого курса, опубликованным в его последнем 4-м издании.

Учебник «Краткий курс метеорологии и климатологии для лесоводов» написан в сжатом виде, в то же время он отвечает программе курса «Лесная метеорология». Содержание книги соответствует современному развитию метеорологии и климатологии.

Курс «Лесная метеорология» небольшой. Читается он на первом курсе, когда студенты еще не знакомы с физиологией растений, почвоведением, не имеют представления о жизни леса. Поэтому в учебнике, помимо описаний и объяснений различных процессов и явлений, происходящих в атмосфере, излагаются только вопросы, связанные с влиянием леса на состояние отдельных метеорологических элементов и с гидроклиматической ролью леса. Вопросы же влияния отдельных элементов погоды и климата на рост, развитие и продуктивность лесных насаждений в данном курсе не рассматриваются, так как они излагаются обстоятельнейшим образом в курсе лесоводства, который проводится после прохождения курса лесной метеорологии.

Методы метеорологических измерений даются в учебнике в сжатой форме. Дано описание только важнейших метеорологических приборов.

Учебник состоит из 16 глав. В первых 12 главах рассматриваются процессы и явления, совершающиеся в земной атмосфере, а также приводятся данные о влиянии леса на состояние отдельных метеорологических элементов, в остальных

же главах дается общее учение о климате и приводятся описания климатических зон земного шара и СССР.

Автор считает своим приятным долгом выразить глубокую благодарность доктору географических наук, профессору Т. В. Покровской за ценные советы и рекомендации, сделанные ею при редактировании книги. Автор выражает также большую признательность научному сотруднику Главной геофизической обсерватории, кандидату географических наук И. Д. Копаневу и научным работникам Ленинградской лесотехнической академии доценту С. С. Алтынбаевой и старшему преподавателю Г. И. Маминой за рецензирование учебника. Автор выражает благодарность и профессору той же академии С. В. Белову и преподавателю Н. Н. Березко за сделанные ими замечания.

Глава I

ВВЕДЕНИЕ

1. Предмет метеорологии. Земной шар окружен газовой оболочкой, называемой атмосферой. В земной атмосфере происходят различные тепловые явления, движения воздуха в горизонтальном и вертикальном направлениях, конденсация водяного пара, приводящая к образованию облаков и осадков; в атмосфере наблюдаются также электрические, световые и звуковые явления. Все эти явления совершаются в атмосфере не изолированно, а в тесном взаимодействии с процессами, происходящими на поверхности почвы, воды, растительного покрова и т. д. Такая поверхность называется подстилающей. Между ней и атмосферой происходит непрерывный обмен теплом и влагой. *Наука, изучающая и объясняющая физические процессы и явления, происходящие в атмосфере при взаимодействии с подстилающей поверхностью, называется метеорологией.*

С качественной и количественной стороны физическое состояние атмосферы и процессы, совершающиеся в ней, характеризуются так называемыми метеорологическими элементами. Наиболее важными для жизни и хозяйственной деятельности человека являются следующие элементы: температура и влажность почвы, давление воздуха, температура и влажность воздуха, облачность, осадки, ветер и др. Часто эти элементы называются элементами погоды. Они находятся между собой в тесной взаимной связи и всегда действуют совместно, проявляясь в весьма сложных и изменчивых сочетаниях.

Состояние атмосферы над данной территорией и за данное время, определяемое физическими процессами, совершающимися в ней при взаимодействии с подстилающей поверхностью, называется *погодой*.

Наблюдения над погодой за многолетний период времени позволяют определить климат данной местности. Климат с количественной стороны обычно характеризуется средними

величинами метеорологических элементов и предельными значениями их, выведенными на основании многолетних наблюдений. *Область науки, изучающая условия формирования климата и климатический режим различных стран и районов, называется климатологией.*

Метеорология и климатология связаны с рядом других дисциплин. Особенно большая связь существует между метеорологией и физикой, поскольку метеорология изучает физические процессы, совершающиеся в атмосфере. При изучении этих процессов метеорология широко использует современные методы физического исследования. Поэтому развитие метеорологии самым тесным образом связано с развитием физики. Метеорология также соприкасается с физиологией растений, поскольку протекание различных процессов в организме растений в значительной степени зависит от условий погоды и состояния отдельных ее элементов. Ввиду этого метеорология имеет самую тесную связь с лесоводством, т. е. наукой, изучающей жизнь леса и способы его выращивания, а также влияние отдельных метеорологических факторов и климата на жизнь леса.

2. Растение и среда. Метеорологические факторы оказывают огромное влияние на жизнедеятельность растений. Они определяют физическое состояние надземного воздуха и почвы, т. е. среды, в которой происходит их рост и развитие.

Необходимым условием для жизни растений являются питательные вещества, свет, тепло и влага. Все эти факторы жизни растений равнозначимы, и ни один из них не может быть заменен другим. Свет доставляет растениям энергию, необходимую для ассимиляции углерода, из которого растение строит органическое вещество. Вместе с температурой солнечный свет приобретает большое значение в географическом распределении и распространении растений. Огромное влияние на развитие и рост растений оказывают тепловые условия среды их обитания; так как жизнедеятельность растений может протекать только при соответствующих условиях тепла, определяемых температурой почвы и воздуха. Различные растения требуют для своего роста и развития определенных температур; кроме того, для каждого из них имеются наибольшие и наименьшие температуры, за пределами которых растения не могут развиваться и даже погибают. Важнейшим условием для нормального роста и развития растений является и наличие достаточного количества влаги в почве. Влажность почвы зависит главным образом от количества и характера выпадающих осадков, распределения их в течение года, а также от интенсивности испарения. Влага в почве необходима для растворения различных веществ, идущих на питание растений. Без влаги в почве растения не мо-

гут расти и развиваться. Вода является необходимым условием существования организмов.

Растения испытывают воздействие не отдельных метеорологических факторов, а комплексное влияние их. Так, действие света переплетается с действием температуры и влаги. При благоприятных сочетаниях метеорологических факторов деревья дают повышенный прирост. Наоборот, при неблагоприятных метеорологических условиях прирост понижается. Кроме того, на рост и развитие растений вредно влияют такие явления, как поздние весенние и ранние осенние заморозки, засухи, суховеи, сильные ветры и др.

Между растениями и условиями среды их обитания, т. е. среды, в которой они существуют и развиваются, имеется самая тесная связь и взаимодействие. Из этой среды растения берут вещества, необходимые для их роста и развития. Все жизненные процессы, протекающие в организме растений, поддерживаются и возбуждаются физическим состоянием среды их обитания и непрерывным обменом веществ между растениями и этой средой. Такой обмен веществ с окружающей средой является основным условием жизни и нормального развития растений. Если условия внешней среды изменяются, то под влиянием этих изменений растения в процессе эволюции приобретают новые свойства, которые передаются по наследству. С другой стороны и растения влияют на физические свойства среды, в которой они обитают. Так, под пологом леса уменьшается освещенность, повышается влажность воздуха, уменьшается скорость ветра, в теплое время года понижается температура воздуха.

Изучением взаимосвязи между отдельными метеорологическими элементами и климатом с одной стороны, и лесом, с другой, занимается *лесная метеорология*. Она изучает условия погоды и климата, характеризующие физическое состояние среды, в которой обитает лес, а также влияние лесных насаждений на отдельные элементы погоды и климат прилегающей к ним местности. Основателями лесной метеорологии в России были А. И. Воейков, Г. Н. Высоцкий, А. П. Тольский. В настоящее время разработка вопросов лесной метеорологии широко поставлена А. А. Молчановым.

3. Значение метеорологии и климатологии для народного хозяйства. Метеорология и климатология имеют большое значение для различных отраслей народного хозяйства, так как с погодой и климатом связано успешное проведение многих мероприятий.

Метеорологические факторы оказывают большое влияние на рост, развитие и урожай сельскохозяйственных растений. Они оказывают также влияние на развитие, размножение и распространение вредителей из мира насекомых, а также

грибковых заболеваний. Изучение этого влияния имеет большое значение для сельского хозяйства. Оно дает возможность выяснить взаимосвязи между условиями погоды и растениями, а также выработать мероприятия для борьбы с неблагоприятными воздействиями погоды, вредителями из мира насекомых и грибковыми заболеваниями. Существует особая наука — *агрометеорология*, изучающая метеорологические и климатические условия в их взаимодействии с объектами и процессами сельскохозяйственного производства (земледелия, животноводства).

Метеорологические и климатические факторы имеют большое значение в лесном хозяйстве, так как они в значительной мере обуславливают рост, развитие и продуктивность лесных насаждений. В некоторые годы условия погоды могут быть благоприятными для развития грибковых заболеваний и вредных для леса насекомых. Для развития многих грибковых заболеваний благоприятна влажная погода в теплое время года, массовому же развитию насекомых часто способствует жаркая сухая погода. Сухая погода, вызывающая сильное высыхание в лесу подстилки и остатков от лесозаготовок, в некоторых случаях способствует возникновению лесных пожаров. Для лесозаготовок, лесосплава и вывозки древесины большое значение имеют характер залегания снежного покрова, оттепели, вскрытие и замерзание рек и пр. Метеорологические и климатические условия приобретают большое значение в лесокультурном деле, в планировании и организации лесосеменных хозяйств, в создании защитных лесных полос и т. д. Поэтому в лесном хозяйстве лесная метеорология приобретает важную роль. Знание местных метеорологических и климатических особенностей дает возможность прогнозировать многие неблагоприятные проявления погоды и принимать заранее меры борьбы с ними, а целесообразное использование климатических условий позволяет повышать продуктивность лесных насаждений.

Условия погоды имеют большое значение для авиации. Здесь играет роль не только информация о состоянии погоды за данное время, но и предвидение ее. Зная заранее условия погоды и изменения их, можно отложить полет или следовать по другой трассе в случае, если условия погоды по данной трассе будут опасными.

Большое применение метеорологические и климатические данные имеют при строительстве различных сооружений, планировке городов и населенных пунктов. Метеорологические и климатические факторы оказывают большое влияние и на организм человека. Туманы, резкие колебания давления, температуры и влажности воздуха, часто вызывают различные за-

болевания. Наоборот, благоприятные климатические условия с успехом используют для лечения многих болезней.

✓ **4. Организация метеорологических наблюдений.** Наблюдения над различными явлениями погоды производились еще в глубокой древности. Но это были, главным образом, неинструментальные наблюдения. Первые наблюдения с помощью приборов стали производиться в XVII веке, вскоре после изобретения термометра и барометра. В России регулярные метеорологические наблюдения при помощи приборов были организованы по указанию Петра I в 1722 г. в Петербурге.

Большое значение для развития метеорологии в России имела организация Главной физической обсерватории (теперь Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова) в Петербурге в 1849 г. Обсерватория создала в России значительную сеть метеорологических станций, руководила ее работой и производила обработку наблюдений.

После Великой Октябрьской социалистической революции метеорологическая служба получила бурное развитие. В настоящее время в СССР имеется обширная сеть, в которую входят около 4000 метеорологических станций, ведущих регулярные наблюдения над основными элементами погоды через каждые три часа, начиная с полуночи, и около 7000 постов, производящих наблюдения по большей части только над атмосферными осадками. Эта сеть находится в ведении Главного управления гидрометеорологической службы при Совете Министров СССР. Главному управлению подчиняются республиканские и межобластные управления гидрометеорологической службы. При Главном управлении имеется ряд обсерваторий и научно-исследовательских институтов, ведущих большую научно-исследовательскую и методическую работу по самым разнообразным вопросам метеорологии и климатологии.

На всех метеорологических станциях наблюдения ведутся с помощью стандартных приборов. Установка приборов, производство наблюдений и обработка их выполняются по специальным наставлениям. Такая однородность наблюдений совершенно необходима для получения сравнимых результатов.

В СССР имеются горные, курортные, лесные станции. Работают также агрометеорологическая, актинометрическая, аэрологическая сети. Актинометрические станции занимаются измерением различных потоков лучистой энергии в атмосфере, аэрологические же станции ведут наблюдения за состоянием атмосферы до высот 30—40 км.

С 1945 г. на Памире, в Якутской тайге и в других труднодоступных и необитаемых местах, а также на океанах и морях стали действовать особые автоматические радиометеорологические станции (АРМС), которые в заданные сроки про-

изводят измерения и передачу по радио сведений о состоянии основных метеорологических элементов. Радиус действия таких станций может достигать до 1000 км и более.

Некоторые станции в СССР находятся на островах и берегах морей Полярного бассейна. Они, помимо метеорологических наблюдений, ведут еще наблюдения над состоянием льдов. Работа этих станций имеет большое значение для навигации и обслуживания воздушных трасс в Арктике, для изучения климатических условий полярных стран и для целей предсказания погоды.

С 1956 г. рядом государств, в том числе и СССР, были организованы обширные метеорологические наблюдения, а также наблюдения над различными явлениями в высоких слоях атмосферы, в Антарктиде. Они имеют огромное значение в выяснении атмосферных процессов, совершающихся в южном околополюсном районе.

В последнее время высокие слои атмосферы стали изучаться при помощи особых ракет и искусственных спутников Земли, которые стали обычным методом исследования этих слоев.

При помощи ракет и искусственных спутников Земли изучаются состав самых высоких слоев атмосферы, солнечное и космическое излучение и различные явления. Кроме того, с помощью телевизионных камер, установленных на спутниках, получают фотографии распределения облачности на земном шаре, обнаруживают штормы и ураганы, снежные и ледяные поля, что имеет большое значение для предсказания погоды.

Глава II

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ АТМОСФЕРЫ

5. Состав воздуха у земной поверхности. Атмосферный воздух представляет механическую смесь различных газов. Основными газами являются азот и кислород. Содержание их в воздухе до больших высот остается постоянным. К ним примешиваются в переменных количествах углекислый газ, водяной пар, озон, аммиак и разные окислы азота. В небольшом количестве в состав воздуха входит аргон и в ничтожных количествах гелий, водород, неон, ксенон и криптон.

В промышленных городах в состав воздуха в измеримых количествах могут входить некоторые дымовые газы, например, сернистый и серный ангидрид. В атмосфере находятся в большом количестве жидкие частицы в виде капель тумана и твердые частицы в виде кристаллов льда и пыли.

У земной поверхности чистый и сухой воздух содержит по объему 78% азота и 21% кислорода. Кислород имеет огромное значение для животных и растительных организмов, которым он необходим для дыхания. Кроме того, кислород обуславливает процессы горения, гниения и разложения органических веществ. Что же касается азота, то до недавнего времени считали, что он недоступен растениям, за исключением бобовых, которые могут усваивать свободный атмосферный азот при помощи клубеньковых бактерий, развивающихся на их корнях. Однако, в последнее время исследования показали, что и азот необходим животным и высшим растениям для дыхания.

Углекислый газ содержится в воздухе в небольшом количестве — в среднем около 0,03% по объему. От этой величины возможны значительные отклонения в зависимости от условий местности, погоды и т. д.

Углекислый газ имеет большое значение в жизни растений. Он необходим для образования в результате фотосинтеза органического вещества растений. Сухое вещество растения состоит на 45—50% из углерода, который берется из углекислого газа, содержащегося в воздухе.

Углекислый газ поступает в воздух при сжигании топлива, гниении и разложении органических веществ, в процессе дыхания животных и растений и т. д. Главным источником углекислого газа является почва, в которой получают повышенные количества этого газа при процессах гниения и разложения органических веществ.

Огромную роль в жизни растений играет водяной пар. В определенных условиях он конденсируется, образуя облака и осадки. Последние выпадают на поверхность земли и проникают в почву, где они создают необходимые для растений запасы влаги.

Водяной пар имеет большое значение в сохранении тепла на земной поверхности, так как он почти полностью поглощает излучаемое ею тепло. Благодаря водяному пару значительная часть земного излучения задерживается атмосферой и не уходит в мировое пространство.

Водяной пар представляет собой самую неустойчивую составную часть атмосферы. Количество его в воздухе в сильной степени зависит от характера поверхности, метеорологических и климатических условий. В условиях жаркого влажного климата количество водяного пара может достигать до 4% по объему, в местах же с суровым климатом в зимнее время оно может понижаться до величин, близких к нулю.

Количество аммиака в воздухе у земной поверхности ничтожно — около 2 мг на 100 м³. Аммиак поступает в атмосферу при гниении и разложении органических остатков. Окислы

азота образуются в атмосфере при электрических разрядах. Эти соединения азота вместе с осадками могут вноситься в почву.

Озон в атмосфере содержится в незначительном количестве. На 100 м^3 воздуха приходится всего около $2,5 \text{ мг}$ озона. Молекула озона состоит из трех атомов кислорода. Образуется озон в нижних слоях атмосферы под влиянием электрических разрядов, а в высоких слоях — при разложении кислородных молекул на активные атомы кислорода с последующим присоединением к молекуле кислорода одного атома. Это разложение происходит под действием ультрафиолетовых лучей Солнца с длиной волны меньше $0,20 \text{ мк}$. Озон образуется также при окислении некоторых органических веществ, например скипидара, содержащегося в смоле хвойных древесных пород. Поэтому в воздухе сосновых лесов обнаруживается заметная примесь озона.

Наибольшее количество озона наблюдается на высоте около $20\text{—}35 \text{ км}$, а самая верхняя часть слоя озона находится на высоте около $45\text{—}50 \text{ км}$.

Озон сильно поглощает ультрафиолетовые лучи с длиной волны от $0,22$ до $0,29 \text{ мк}$, вследствие чего они до поверхности земли не доходят. Такие лучи характеризуются большой химической активностью. Они вредно действуют на ткани животных и растительных организмов. Озон, поглощая эти лучи, защищает таким образом живые организмы от разрушительного действия их.

Поглощение коротких ультрафиолетовых лучей Солнца происходит почти целиком в самой верхней части слоя озона, вследствие чего температура в этом слое значительно повышается.

В промышленных городах в воздухе могут находиться ядовитые дымовые газы, выбрасываемые фабричными трубами. Состав этих газов сложен и различен в зависимости от характера производства. В воздухе может находиться сернистый и серный ангидриды, соединения свинца, углеводороды и другие вещества в виде автомобильных выхлопных газов. Эти вещества вредно действуют на растения и на здоровье человека. Для растений особенно вреден сернистый ангидрид. Он вызывает при длительном действии отравление растений уже при концентрации около $0,0001 \%$. Травянистые растения более устойчивы к дымовым газам, чем древесная растительность. Хвойные породы страдают от них сильнее, чем лиственные.

В атмосфере содержится большое количество взвешенных твердых частиц в виде пыли. Количество ее у земной поверхности может изменяться от нескольких сотен до ста тысяч пылинок и более на 1 см^3 в зависимости от местных условий, времени суток, года, условий погоды и т. д.

Большое количество пыли в виде мельчайших частиц соли доставляют атмосфере моря и океаны. Они попадают в атмосферу при разбрызгивании морской воды во время волнений и прибоев. Капельки воды, попадая в воздух, испаряются, в воздухе же остаются мельчайшие частицы соли, которые были в них растворены. Такие частицы играют роль ядер конденсации водяного пара и способствуют сгущению его с образованием капелек воды.

Пыль имеет большое значение в физических процессах и явлениях, совершающихся в атмосфере. Она поглощает некоторое количество лучистой энергии Солнца, благодаря чему последняя достигает земной поверхности в несколько ослабленной степени. Кроме того, пыль задерживает тепло, излучаемое земной поверхностью, и этим способствует меньшему ее охлаждению через излучение. Пыль уменьшает прозрачность воздуха и ухудшает видимость.

6. Состав воздуха в лесу. В воздухе под пологом леса содержится несколько больше углекислого газа и водяного пара, чем в поле. Количество углекислого газа в лесу в приземном слое воздуха может достигать до $0,06 \%$ и даже выше. С высотой количество его уменьшается. В кронах деревьев оно достигает нормальной величины $0,03 \%$ и даже может понижаться до $0,02 \%$. Уменьшение количества углекислого газа в кронах объясняется усвоением его листьями при процессе ассимиляции.

Обогащение воздуха углекислым газом в приземном слое вызывается выделением его при процессе гниения и разложения лесной подстилки и органических остатков, находящихся в почве. Интенсивность этого процесса зависит от условий погоды, типа леса и других факторов. Поэтому содержание углекислого газа в лесу может значительно изменяться.

Количество водяного пара в воздухе под пологом леса повышено по сравнению с полем, так как деревья испаряют много воды. В дубовом насаждении — Шиповом лесу (Воронежская область) за летний период в 1 м^3 лесного воздуха содержится в среднем на 1 г больше водяного пара, чем в полевого воздуха того же объема. За отдельные дни эта разность может достигать до 3 г .

Повышенное количество углекислого газа и водяного пара в воздухе под пологом леса обусловлено еще плохим проветриванием лесных насаждений. Обмен воздуха в лесу, по сравнению с полем, ослаблен. В лесу обычно наблюдается застой.

В лесном воздухе содержатся в большом количестве выделяемые растениями особые летучие вещества — фитонциды, способные уничтожать вредные микроорганизмы. Фитонцидов в лесу, особенно в хвойном, больше, чем в поле.

7. Состав воздуха в высоких слоях. Анализ проб воздуха, взятых до высоты около 95 км при помощи ракет, установил, что на этой высоте воздух имеет тот же состав, что и у земной поверхности. Выше 95 км начинается разложение молекул кислорода на атомы под действием ультрафиолетовых лучей Солнца с длиной волны меньше 0,20 мк. Это разложение быстро возрастает и на высоте более 110—130 км кислород почти весь становится атомарным. Разложение молекул азота начинается с высоты около 225 км. С дальнейшим возрастанием высоты разложение его увеличивается сравнительно медленно. Как показали наблюдения при помощи искусственных спутников Земли, атмосфера до высоты 800 км является в основном азотно-кислородной средой. На высоте более 500 км в состав воздуха начинает входить водород и гелий. Выше 1000 км количество водорода быстро растет и на высоте более 3000 км атмосфера уже в основном состоит из этого газа.

В последнее время в верхних слоях атмосферы на высоте 75—80 км был обнаружен гидроксил (ОН). Его существование делает возможным образование на этих высотах молекул водяного пара.

8. Плотность воздуха и масса атмосферы. Плотностью называется количество вещества, заключенное в единице объема, или отношение массы тела к объему. Плотность воздуха обычно выражают в г/м³. Плотность сухого воздуха при нормальном давлении (760 мм) и температуре 0° равна 1293 г/м³.

Плотность воздуха зависит от температуры и давления. Она пропорциональна давлению (закон Бойля-Мариотта) и обратно пропорциональна абсолютной температуре (закон Гей-Люссака). Плотность воздуха зависит также от его влажности. Так как плотность водяного пара при равном давлении и равной температуре составляет 5/8 плотности сухого воздуха, то влажный воздух при прочих равных условиях менее плотен, чем сухой. Плотность воздуха с высотой понижается, вследствие убывания с высотой давления воздуха.

Общая масса земной атмосферы составляет $5,27 \cdot 10^{21}$ г. Можно считать, что масса атмосферы примерно в миллион раз меньше массы Земли. Расчеты показывают, что приблизительно 50% всей массы атмосферы приходится на слой до высоты 5 км, 75% — до высоты 10 км и 95% — до высоты 20 км. Выше 80 км располагаются слои, содержащие менее 0,5% всей массы атмосферы.

С увеличением высоты воздух становится все более и более разреженным, атмосфера постепенно сходит на нет и переходит в мировое пространство. Наблюдения с помощью искусственных спутников Земли показали, что на высоте выше

2000—3000 км атмосфера представляет сильно разреженную среду с концентрацией около 1000 частиц в 1 см³, а на высоте 20 000—30 000 км она переходит в межпланетный газ, состоящий в основном из водорода (атомарного и ионизованного).

Газы, входящие в состав атмосферы, стремятся рассеяться в мировом пространстве. Однако, этому препятствует сила тяжести, и только в самых высоких сильно разреженных слоях атмосферы, отдельные частицы, имеющие большие скорости, могут уходить из поля земного притяжения в мировое пространство.

9. Строение атмосферы. Изучение явлений, происходящих в атмосфере, показало, что земная атмосфера состоит из ряда слоев с различными физическими свойствами. Нижний из них, прилегающий к земной поверхности, называется *тропосферой*. Высота ее в средних широтах определяется, примерно, в 10—12 км. Слой, лежащий над тропосферой, называется *стратосферой*. Между этими слоями располагается переходный слой, толщиной от нескольких сот метров до 1—2 км, называемый *тропопаузой*.

В тропосфере имеют место восходящие и нисходящие токи, создающие вертикальное перемешивание в ней воздуха. Оно определяет высоту тропосферы, распределение в ней тепла и, кроме того, создает неизменный состав воздуха во всей толще тропосферы.

Температура в тропосфере на каждые 100 м подъема уменьшается на 0,6°. В тропосфере находятся наиболее плотные слои воздуха. В ней сосредоточено около 70—75% всей массы атмосферы. В тропосфере находится почти весь водяной пар атмосферы, а потому только в ней может протекать процесс конденсации водяного пара с образованием обычных форм облаков и осадков. Все явления погоды создаются в тропосфере. Она является самым деятельным слоем атмосферы.

Высота верхней границы тропосферы зависит от времени года, а также от изменений погоды. В средних широтах в отдельные дни зимой она может понижаться до 6—7 км, а летом подниматься до высоты 15 км. Высота тропосферы зависит также от географической широты. На экваторе тропосфера поднимается до 17 км, в умеренных широтах она снижается до 11 км, в полярных — до 9 км.

В тропопаузе температура перестает падать и даже повышается. Такое явление прекращения падения температуры с высотой называется *изотермией*, а возрастание с высотой — *инверсией температуры*.

Стратосфера характеризуется тем, что в нижней части ее (до высоты 30—35 км) температура изменяется мало. В умеренных широтах она в среднем за год составляет — 55°, а за

тем происходит рост ее и на высоте около 50 км температура достигает положительных максимальных значений. Такое повышение температуры связывают с наличием на этих высотах озона, который способен поглощать солнечную энергию в ультрафиолетовой части спектра.

С высоты 50 км температура понижается и на высоте около 85 км она достигает весьма низких значений, временами до -100 — -110° и ниже. Слой атмосферы, примерно, от 50 до 85 км называют *мезосферой*.

Над мезосферой располагается *термосфера*, которая простирается до высоты примерно 800 км. Она характеризуется повышением температуры до очень высоких значений. По данным, полученным с помощью ракет, установлено, что на высоте 200 км она превышает 500° , а выше может достигать 1000 — 1500° . Информация с искусственных спутников Земли показала, что в верхней термосфере температура может достигать в некоторые годы до 2000° .

Над термосферой (выше 800 км) располагается *экзосфера*. Температура ее определяется очень высокими значениями — выше 1000 — 1500° . Этот слой является внешним слоем атмосферы. В экзосфере происходит рассеивание газов в мировое пространство.

Кроме основных слоев, выделяемых по термическим условиям, в области верхней атмосферы различают еще слой, характеризующийся большой электропроводностью воздуха. В нем, наряду с нейтральными молекулами и атомами, находится значительное количество ионизованных молекул и атомов атмосферных газов и свободных заряженных частиц — электронов и протонов. Эту ионизованную область атмосферы называют *ионосферой*. Нижняя граница ее располагается на высоте около 60—80 км, верхняя же граница распространяется до предела атмосферы.

Степень ионизации воздуха в ионосфере неодинакова. Она скачкообразно изменяется. Ионосфера состоит как бы из ряда слоев, каждому из которых соответствует свой максимум ионизации. Они оказывают большое влияние на распространение радиоволн, отражая их, подобно зеркалу, к земной поверхности.

В ионосфере часто наблюдаются полярные сияния. Они вызываются потоками электрически заряженных частиц, испускаемых наиболее активными участками поверхности Солнца.

В настоящее время, благодаря запуску искусственных спутников Земли и космических ракет, установлено, что Земля окружена еще несколькими радиационными поясами, состоящими из заряженных частиц больших энергий, выбрасываемых Солнцем и захваченных магнитным полем Земли. Это

влияние магнитного поля Земли простирается на 20—25 земных радиусов. Захватывая такие частицы, магнитное поле защищает живые организмы на Земле от разрушительного действия потоков космических частиц.

Глава III

СОЛНЕЧНАЯ РАДИАЦИЯ

✓10. Солнце как источник радиации. Солнечной радиацией называется поток лучистой энергии Солнца, поступающий на поверхность Земли. На Земле эта энергия подвергается различным превращениям. Значительная ее часть, достигнув поверхности земли, поглощается и переходит в тепловую энергию. Благодаря этому нагретая поверхность Земли оказывается источником тепла, которое передается затем воздуху. Небольшое количество тепла атмосфера получает и путем непосредственного поглощения проходящей сквозь нее радиации.

Солнечная радиация имеет огромное значение для самых разнообразных процессов и явлений, совершающихся на поверхности Земли и в атмосфере. За счет энергии солнечных лучей в организме растений протекает фотосинтез, т. е. процесс усвоения углерода, в результате которого создаются различные органические вещества. Тепло солнечных лучей вызывает самые разнообразные явления погоды и ее изменения. Все процессы, совершающиеся в атмосфере и на поверхности земли, протекают за счет энергии, получаемой Землей от Солнца.

Солнце представляет собой огромный шар диаметром 1 391 000 км, т. е. в 109 раз большим диаметра Земли. Среднее расстояние между Землей и Солнцем определяется приблизительно в 150 миллионов км. Температура излучающей поверхности Солнца около 6000° , а в центре Солнца, по теоретическим подсчетам, она должна достигать примерно двадцати миллионов градусов. При такой температуре солнечное вещество превращается в раскаленный ионизованный газ — плазму, представляющую смесь свободных электронов и ионов. В этом высокотемпературном веществе Солнца непрерывно протекают термоядерные процессы, сопровождающиеся выделением огромного количества энергии, которая и является источником солнечной радиации.

Солнце, как источник излучения, обладает многообразием испускаемых волн. Около половины всей энергии солнечной радиации принадлежит к области спектра с длинами волн от 0,40 (крайние фиолетовые лучи) до 0,76 мк (крайние красные лучи). Эти лучи видимы для человеческого глаза и представляют собой свет. Некоторое количество солнечной энергии по-

ступает на земную поверхность в виде невидимых ультрафиолетовых лучей с длинами волн от 0,29 до 0,40 мк. Лучи с длинами волн меньше 0,29 мк до земной поверхности не доходят вследствие поглощения их озоном в высоких слоях атмосферы. Значительное количество энергии, доходящей до земной поверхности, содержится в инфракрасной части спектра с длинами волн больше 0,76 мк.

Для практических целей важное значение имеет определение интенсивности солнечной радиации или энергии, приходящейся на единицу площади в единицу времени. Эта интенсивность измеряется количеством тепла в калориях, поступающего в 1 минуту на 1 см² поверхности, расположенной перпендикулярно лучам Солнца и поглощающей всю падающую на нее

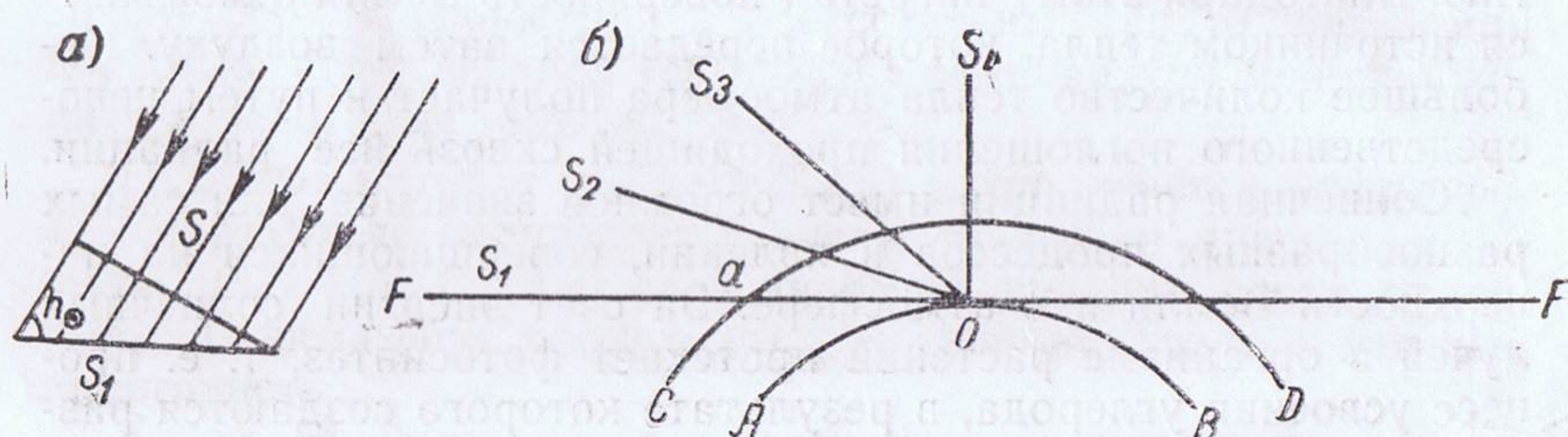


Рис. 1. Влияние высоты Солнца на прямую солнечную радиацию: а) интенсивность радиации на горизонтальную поверхность; б) длина пути солнечного луча при разных высотах Солнца

солнечную энергию. Для определения количества тепла, получаемого 1 см² горизонтальной поверхности в 1 мин может служить формула

$$S_1 = S \sin h_{\odot},$$

где S_1 — количество тепла в калориях, получаемое в одну мин 1 см² горизонтальной поверхности; S — количество тепла, получаемое перпендикулярной к лучу поверхностью; h_{\odot} — высота Солнца, т. е. угол, образованный солнечным лучом с горизонтальной поверхностью (рис. 1, а). На границе атмосферы интенсивность солнечной радиации равна в среднем около 2 кал/см² мин и называется *солнечной постоянной*. Такой она была бы и у земной поверхности, если бы атмосфера была абсолютно прозрачной.

11. Ослабление солнечной радиации в атмосфере. Солнечная радиация при прохождении через атмосферу претерпевает ряд изменений. Она частично поглощается и рассеивается атмосферой и находящимися в ней облаками, вследствие чего интенсивность радиации уменьшается. В атмосфере солнечная радиация поглощается водяным паром, углекислым газом,

озоном, а также пылью. Поэтому величины солнечной радиации, достигающей поверхности земли, будут значительно меньше величины солнечной постоянной, рассчитанной для верхней границы атмосферы.

При рассеянии солнечная радиация не поглощается составными частями атмосферы и, следовательно, не переходит в тепловую энергию. Она только отклоняется от прямолинейного пути и рассеивается во все стороны. Это рассеяние производится мельчайшими частицами, находящимися в воздухе — капельками воды, кристаллами льда, пылью, а также молекулами воздуха.

Интенсивность рассеянного света, а также состав его зависит от соотношения между размерами рассеивающих частиц и длинами волн рассеиваемого света. Если среда состоит из мельчайших частиц, размеры которых меньше длин световых волн, например, молекул воздуха, то величина рассеяния, по закону Релея, будет обратно пропорциональна четвертой степени длины волны, т. е.

$$P = \frac{C}{\lambda^4},$$

где P — интенсивность рассеяния, λ — длина волны, C — постоянная величина, зависящая от размера рассеивающих частиц.

По закону Релея, коротковолновые лучи в видимой части спектра (голубые, синие, фиолетовые) и в особенности невидимые ультрафиолетовые рассеиваются молекулами воздуха значительно сильнее, чем длинноволновые (зеленые, желтые, оранжевые, красные). Фиолетовые лучи рассеиваются в 16 раз более, чем красные. Вследствие этого рассеяние в атмосфере коротковолновых лучей создает голубой цвет безоблачного неба.

С увеличением размера рассеивающих частиц усиливается степень рассеяния ими длинноволновых лучей. В этом случае разница в интенсивности рассеяния коротковолновых и длинноволновых лучей постепенно снижается и небо вследствие смешения этих лучей принимает белесоватый оттенок. Если же в воздухе находятся частицы, размеры которых велики по сравнению с длинами волн падающего света (например капли воды и кристаллы льда облаков и тумана), то рассеяние происходит с одинаковой интенсивностью для всех лучей спектра. В этом случае спектр рассеянного света будет таким же, как спектр света, падающего на эти частицы, а цвет облаков и тумана — белым.

Радиация, поступающая к поверхности земли от небесного свода вследствие рассеяния солнечных лучей атмосферой, называется *рассеянной радиацией*.

В зависимости от высоты Солнца над горизонтом, пути солнечных лучей в атмосфере весьма различны. Это видно из рис. 1, б, на котором AB будет поверхность земли, O — точка наблюдения на земной поверхности, CD — внешняя граница атмосферы, FF — горизонт места наблюдения.

Из рис. 1, б видно, что по мере возрастания высоты Солнца над горизонтом пути солнечных лучей в атмосфере сокращаются и самый короткий путь их наблюдается при высоте Солнца в 90° , когда оно находится в зените. Лучи в этом случае падают отвесно. Если принять массу атмосферы при отвесном падении лучей за единицу, то при других высотах Солнца над горизонтом масса атмосферы выразится следующими величинами:

Высота Солнца, h_\odot (град)	90	60	30	10	5	1	0
Масса атмосферы, m	1,0	1,2	2,0	5,6	10,4	27,0	35,4

Эти данные показывают, что при различных высотах Солнца над горизонтом лучи его проходят различные массы атмосферы, вызывающие неодинаковое ослабление солнечной радиации в течение дня вследствие поглощения и рассеяния ее атмосферой. Это ослабление выражается следующей формулой Буге:

$$S = S_0 p^m,$$

где S — интенсивность солнечной радиации у земной поверхности, S_0 — солнечная постоянная, p — коэффициент прозрачности воздуха, показывающий, какая часть солнечной радиации пропускается через слой воздуха с массой в одну атмосферу, а m — величина массы атмосферы.

Коэффициент прозрачности зависит от влажности воздуха. С увеличением влажности он уменьшается и, наоборот, с понижением ее возрастает. Коэффициент прозрачности зависит также от запыленности воздуха. Пыль понижает его значения.

✓ 12. **Прямая и рассеянная солнечная радиация.** Прямой солнечной радиацией называется лучистая энергия, поступающая на земную поверхность непосредственно от Солнца, в виде почти параллельных лучей. Она зависит от высоты Солнца над горизонтом. Днем интенсивность ее с момента восхода Солнца растет и максимальная интенсивность прямой солнечной радиации наблюдается в околополуденные часы. После полудня, с уменьшением высоты Солнца над горизонтом, интенсивность ее уменьшается и доходит до нуля с заходом Солнца.

В годовом ходе полуденная интенсивность прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность зависит от географической широты места, поскольку она определяет полу-

денную высоту Солнца над горизонтом. Интенсивность растет с понижением широты.

На интенсивность прямой солнечной радиации в сильной степени влияет облачность. Легкие и прозрачные облака радиацию несколько задерживают, мощные же облака ее не пропускают.

Интенсивность прямой радиации возрастает с высотой места над уровнем моря вследствие убыли водяного пара и пыли.

Значительная доля солнечной энергии, приходящей на земную поверхность, принадлежит рассеянной радиации, поступающей от небесного свода. Энергия ее определяется интенсивностью в определенный момент. Она также измеряется количеством тепла в $\text{кал/см}^2 \text{ мин}$, поступающего на горизонтальную поверхность.

В ясную погоду, после восхода Солнца, интенсивность рассеянной радиации увеличивается с его высотой. Это объясняется тем, что с возрастанием высоты Солнца увеличивается количество лучистой энергии, входящей в атмосферу, что вызывает также и большее рассеяние радиации.

В теплое время года полуденные интенсивности рассеянной радиации при ясном небе достигают примерно $1/5$ интенсивности прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность. Таким образом, тепловой эффект рассеянной радиации безоблачного неба значительно меньше эффекта, создаваемого прямой солнечной радиацией. Рассеянная радиация богата коротковолновыми лучами.

При облачной погоде рассеянная радиация значительно больше, чем при ясной, если только облака не слишком мощные. В Арктике, благодаря небольшой мощности облаков, хорошо рассеивающих солнечную радиацию, и чистому снежному покрову, хорошо отражающему радиацию, могут наблюдаться интенсивности рассеянной радиации до $1 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$.

С возрастанием высоты над уровнем моря рассеянная радиация убывает главным образом за счет длинных волн, благодаря чему цвет неба синее.

Солнечную радиацию, приходящую к земной поверхности в виде прямой и рассеянной радиации, взятых вместе, называют *суммарной радиацией*. Интенсивность ее равна сумме интенсивности прямой солнечной радиации, рассчитанной на горизонтальную поверхность, и интенсивности рассеянной радиации. В метеорологии и климатологии она играет большую роль.

Из всей солнечной радиации только часть (в интервале длин волн от $0,4 \text{ мк}$ до $0,76 \text{ мк}$) воспринимается глазом, т. е. составляет *световой поток*. Световой поток, падающий на единицу площади поверхности освещенного тела,

называется *освещенностью*. За единицу освещенности принимается 1 люкс (лк). Освещенность равна 1 лк, если световой поток в 1 люмен равномерно распределен на площадке в 1 м². Между суммарной радиацией Солнца и неба в кал/см² мин и освещенностью в люксах имеется соотношение 73 000 лк на 1 кал/см² мин.

13. Солнечная радиация под пологом леса. Растительный покров задерживает солнечную радиацию и последняя достигает земной поверхности в очень ослабленной степени. Особенно значительно она задерживается пологом леса.

Пропускание солнечной радиации деревьями в лесу зависит от времени суток и времени года. В утренние и вечерние часы лучи Солнца, при малой его высоте над горизонтом, проходят в пологе леса наибольшие пути, а в полуденные часы — наименьшие. В лесу около полудня образуется много солнечных бликов. Поэтому утром и вечером полог леса сильнее задерживает солнечную радиацию, а в полуденные часы — слабее. В лиственных лесах наибольшее пропускание радиации пологом леса наблюдается весной до распускания листьев и осенью после листопада, наименьшее — в летние месяцы.

В ветренную погоду, при раскачивании стволов, сучьев и ветвей деревьев, пропускание солнечной радиации пологом леса возрастает вследствие увеличения в нем количества просветов и размера их. На степень пропускания солнечной радиации пологом леса влияет еще возраст древостоя, так как с возрастом происходит естественное самоизреживание его. Пропускание солнечной радиации зависит также от типа насаждения, от степени сомкнутости крон деревьев, от проведения различных видов рубок ухода за лесом и т. д.

В дубовом 43-летнем насаждении в районе Воронежа в ясный день летом кроны деревьев пропускали только около 10% солнечной радиации по сравнению с полем. Под кронами елей она снижается еще больше.

14. Фотосинтетически активная радиация. Из общего потока суммарной радиации особо важную роль для растений играет часть энергии солнечных лучей в интервале длин волн от 0,38 до 0,71 мк. Такая радиация называется *фотосинтетически активной радиацией* (ФАР). Она представляет то количество энергии солнечной радиации, которое растения могут использовать в процессе фотосинтеза в течение вегетационного периода. В открытом месте содержание фотосинтетической радиации в среднем составляет около 50% суммарной солнечной радиации. Под пологом леса свет беднее фотосинтетическими лучами, чем в открытом месте; лиственные и сосновые насаждения слабее задерживают их, чем еловые и пихтовые.

15. Отражение солнечной радиации. Суммарная солнечная радиация, поступающая к поверхности земли, поглощается

последней не полностью. Часть радиации поверхность земли отражает. Отражательная способность поверхности земли зависит от рода и характера ее. Отношение отраженной радиации к суммарной называется *альбедо* (А). Значения альбедо выражают в процентах. Дополнение же до 100% характеризует поглощательную способность тела, если только оно не пропускает радиации насквозь. Таким образом

$$A = \frac{R}{Q} \cdot 100\%,$$

где R — отраженная данной поверхностью радиация, а Q — поступающая на нее суммарная радиация.

Ниже приведены значения альбедо и поглощательной способности некоторых поверхностей.

Поверхность	Альбедо, %	Поглощательная способность, %
Зеленая трава	26	74
Чернозем сухой	14	86
Чернозем влажный	8	92
Свежевыпавший снег	75—90	25—10

Альбедо древесной растительности зависит от древесной породы. Альбедо вершин дуба составляет 18%, сосен — 14%, елей — 10%.

Спокойная поверхность воды при отвесном падении солнечных лучей отражает 2% приходящей к ней радиации, при высоте же Солнца 2° — до 78%.

16. Эффективное излучение Земли. Верхний слой Земли, поглощая поступающую к нему суммарную солнечную радиацию, нагревается и теряет полученное тепло. Часть этой потери происходит в процессе излучения, которое свойственно всякому нагретому телу. Излучение происходит непрерывно в течение суток. Оно близко к излучению черного тела, обладающего максимальной излучательной способностью, и подчиняется закону Стефана—Больцмана, по которому количество тепла, излучаемого 1 см² черной поверхности в 1 мин выражается формулой

$$E = \sigma T^4,$$

где σ — постоянная, равная $8,2 \cdot 10^{-11}$ кал/см² мин град⁴, а T — абсолютная температура.

Таким образом, излучение черной поверхности пропорционально четвертой степени ее абсолютной температуры. Иначе приведенную выше формулу можно представить в следующем виде:

$$E = \sigma (273 + t)^4 \text{ кал/см}^2 \text{ мин},$$

где t — температура по стоградусной шкале.

Тепловая энергия, теряемая земной поверхностью посредством излучения, частично уходит в мировое пространство, а в значительной части поглощается в атмосфере. В этом поглощении особенное участие принимают водяной пар, озон и углекислый газ, а также пыль. Вследствие поглощения длинноволнового инфракрасного излучения Земли атмосфера нагревается и в свою очередь приобретает способность излучения, часть которого в виде длинноволновой инфракрасной радиации достигает земной поверхности. Эта радиация идет навстречу земному излучению и называется *встречным излучением*.

Таким образом, в атмосфере создаются два потока длинноволновой инфракрасной радиации, направленных в противоположные стороны. Один из них E_a , направленный вниз, представляет собой длинноволновую радиацию атмосферы, составляя приходную статью баланса лучистой энергии для земной поверхности. Другой поток, направленный вверх, состоит из земного излучения E_z , составляя расходную часть баланса радиации. Разность $E_z - E_a$ называют *эффективным излучением земли* ($E_{эф}$). Таким образом, эффективное излучение земли можно выразить следующей формулой:

$$E_{эф} = E_z - E_a.$$

Эффективное излучение земли показывает фактическую потерю тепла земной поверхностью. Величина его составляет около $0,1 \text{ кал/см}^2 \text{ мин}$, несколько повышаясь в сухих местностях днем.

Облака представляют собой как бы экран, защищающий поверхность земли от потери тепла излучением. Особенно значительно уменьшают эффективное излучение плотные низкие облака. Туманы также сильно снижают эффективное излучение.

С высотой места над уровнем моря встречное излучение атмосферы убывает вследствие уменьшения содержания водяного пара и пыли в атмосфере, а эффективное излучение увеличивается, несмотря на понижение температуры поверхности земли. Для почвы излучение оказывается сниженным растительностью, склонами и т. д.

Встречное излучение атмосферы имеет весьма большое значение в тепловом балансе поверхности земли. В данном случае земная атмосфера играет значительную обогревающую роль. Благодаря этому средняя температура земной поверхности определяется в 15° . При отсутствии атмосферы она была бы равна -23° . Действие атмосферы, хорошо пропускающей коротковолновую солнечную энергию и задерживающей длинноволновое земное излучение, называют *парниковым эффектом*.

✓ 17. Радиационный и тепловой балансы для поверхности Земли. Радиационный баланс представляет разность между приходом и расходом лучистой энергии, поглощаемой и излучаемой поверхностью земли. Приходная часть этого баланса создается из суммарной солнечной радиации (Q), расходная же часть баланса составляется из отраженной радиации (R) и эффективного излучения земли ($E_{эф}$). Таким образом, радиационный баланс B можно выразить уравнением

$$B = Q - R - E_{эф}.$$

В приведенном уравнении разность $Q - R$ представляет коротковолновую радиацию, поглощенную поверхностью земли (B_k). Поэтому уравнение радиационного баланса может быть написано и в другом виде

$$B = B_k - E_{эф}.$$

Радиационный баланс является важнейшим метеорологическим фактором, так как от величины его в сильной степени зависит распределение температуры в почве и прилегающих к ней слоях воздуха. От него зависят физические свойства масс воздуха, перемещающихся по земле, а также интенсивность испарения и таяния снега.

Радиационный баланс поверхности Земли днем будет положительным, если приходящая коротковолновая радиация вместе с длинноволновой радиацией атмосферы преобладает над уходящей. Ночью же при отсутствии коротковолновой приходящей радиации он становится чаще отрицательным, т. е. величина его в этом случае делается численно равной эффективному излучению Земли. В годовом ходе радиационный баланс в холодное время года имеет отрицательные значения, в теплое — положительные.

Энергия, измеряемая величиной радиационного баланса, частично передается воздуху, частично расходуется на испарение и, наконец, некоторое количество энергии уходит в почву и идет на ее нагревание. Таким образом, общий приходо-расход тепла для поверхности земли, называемый *тепловым балансом*, можно представить в виде следующего уравнения:

$$B = M + V + T.$$

В этом уравнении

B — радиационный баланс,

M — поток тепла между поверхностью земли и воздухом,

V — затрата тепла на испарение,

T — количество тепла, уходящего в почву.

В среднем за год почва практически отдает тепла в воздух столько же, сколько получает, и поэтому в годовых выводах теплооборот в почве равен нулю.

Радиационный баланс и составляющие теплового баланса очень сильно меняются в зависимости от условий местности, состояния почвы и ее поверхности, погоды и т. д.

Земная поверхность поглощает примерно 111 ккал/см^2 в год. Из этого количества теряется ею путем эффективного излучения 43 ккал/см^2 в год; следовательно, разность между приходящей и уходящей радиацией, т. е. радиационный баланс поверхности Земли, определяется в 68 ккал/см^2 в год. За счет этого положительного радиационного баланса поверхности

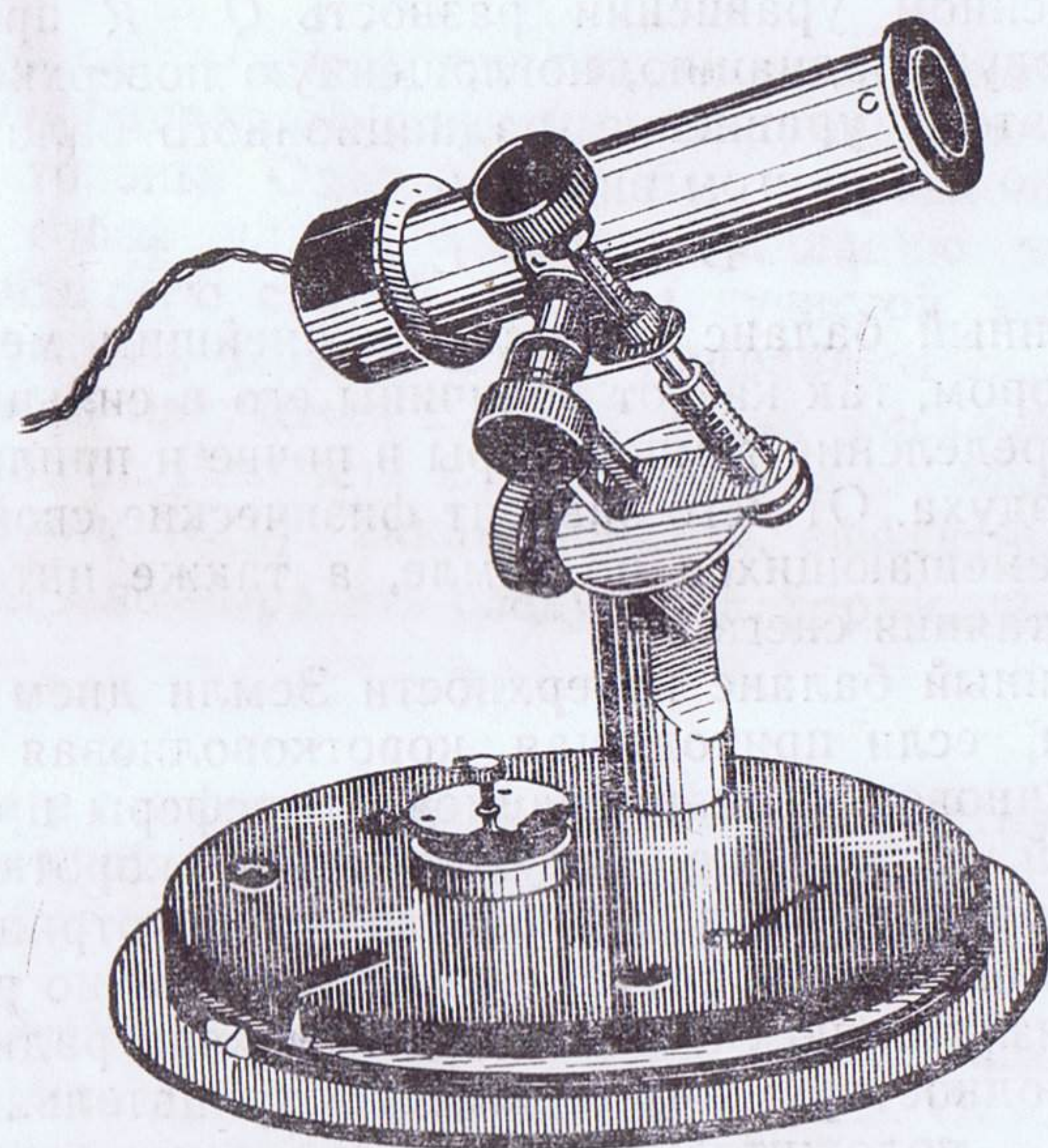


Рис. 2. Актинометр Савинова-Янишевского

Земли расходуется около 56 ккал/см^2 в год на испарение воды, а 12 ккал/см^2 в год поступает в атмосферу путем теплообмена.

18. Методы измерения солнечной радиации и радиационного баланса. Для измерения и регистрации прямой солнечной радиации служит термоэлектрический актинометр Савинова—Янишевского (рис. 2). У этого прибора в нижней широкой части трубы находится приемник радиации в виде тонкого серебряного диска, зачерненного со стороны, обращенной к Солнцу. С другой стороны к диску приклеены внутренние нечетные спайи термобатареи, составленной из манганиновых и константановых полосок, расположенных в виде звездочки. Четные же внешние спайи находятся за краем диска и подклеены к медному кольцу. Прямая солнечная ра-

диация, проникающая через отверстие трубы к диску, нагревает его, а с ним и приклеенные к нему нечетные внутренние спайи звездочки. Четные же внешние спайи остаются при этом в тени и сохраняют температуру воздуха. Разность температур внутренних и внешних спаев вызывает термоток, пропорциональный интенсивности радиации. Этот ток измеряется при помощи гальванометра, присоединенного к актинометру.

Для измерения интенсивности суммарной радиации, т. е. прямой и рассеянной радиации, приходящей к горизонтальной поверхности, служит пиранометр Янишевского. При помощи пиранометра можно определить также интенсивность одной только рассеянной радиации. Для этого нужно затенить

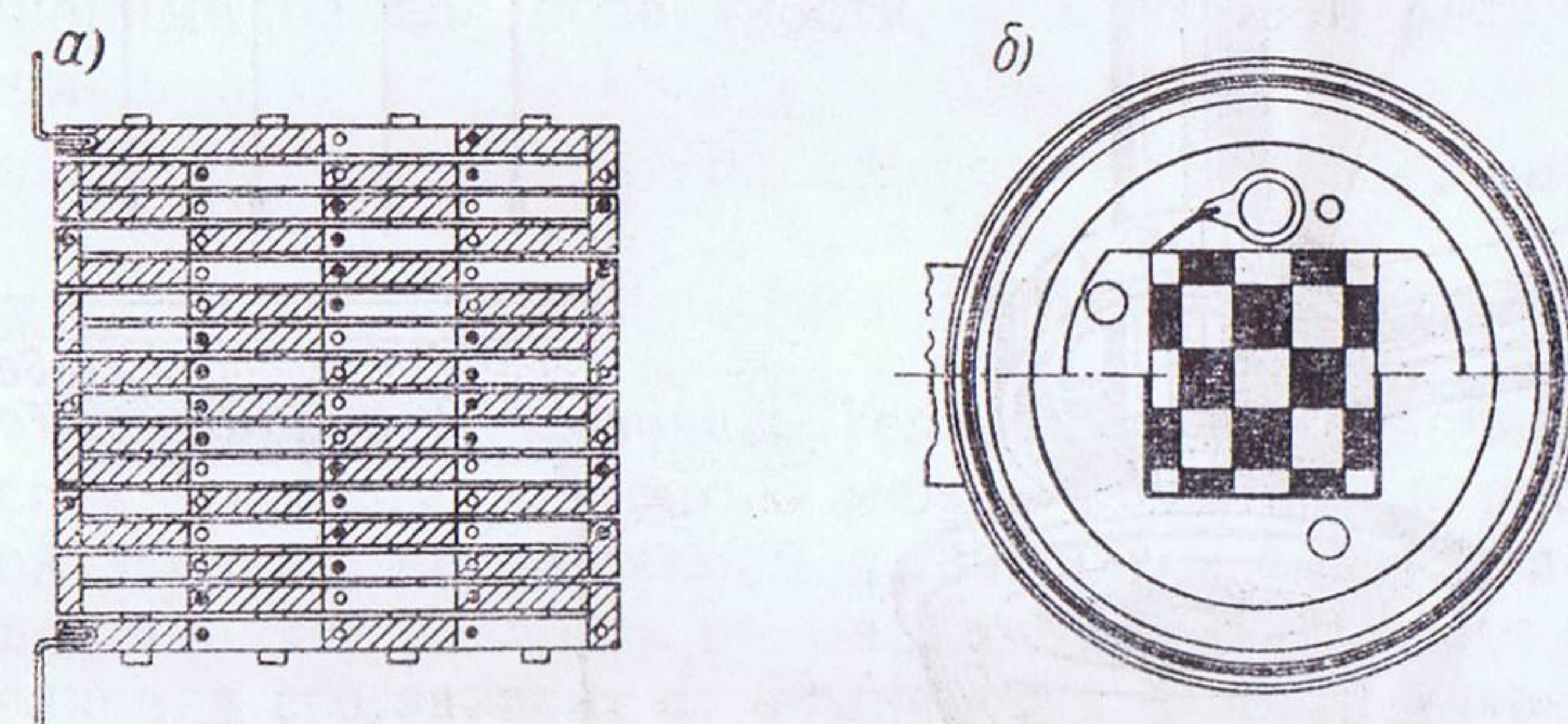


Рис. 3. Термобатарея пиранометра Янишевского

его от действия прямой солнечной радиации небольшим экраном. Приемником радиации в пиранометре служит термобатарея (а), составленная из чередующихся манганиновых и константановых полосок, концы которых спаяны (рис. 3). С внешней стороны (б) четные спайи окрашены окисью магния в белый цвет, нечетные — сажей в черный цвет. Спайи располагаются так, чтобы участки белой и черной окраски чередовались в шахматном порядке. Для защиты от ветра и осадков над приемником установлен полусферический стеклянный колпак. Радиация, поступающая на приемник, поглощается черными спаями сильнее, чем белыми. Вследствие этого между спаями устанавливается разность температур, обуславливающая появление термотока. Этот ток наблюдается по гальванометру, показание которого в делениях шкалы будет пропорционально интенсивности радиации.

Пиранометр, приспособленный для измерения отраженной радиации называется альбедометром. Очень распространен походный альбедометр (рис. 4). Он устанавливается на кардановом подвесе с грузом, который автоматически располагает пиранометр горизонтально как в положение приемни-

ком вверх, для измерения суммарной радиации, так и в положение приемником вниз для измерения отраженной радиации. Отношение отраженной радиации к падающей будет равно альбедо данной поверхности.

Регистрация естественной освещенности производится фотоэлектрическим фотометром. Приемником света у него служит фотоэлемент. Большое распространение имеет селеновый фотоэлемент. Схема его изображена на рис. 5. В нем слой селена (Se) нанесен на железную пластинку (Fe). Сверху селен покрыт очень тонким слоем золота (Au) или плати-

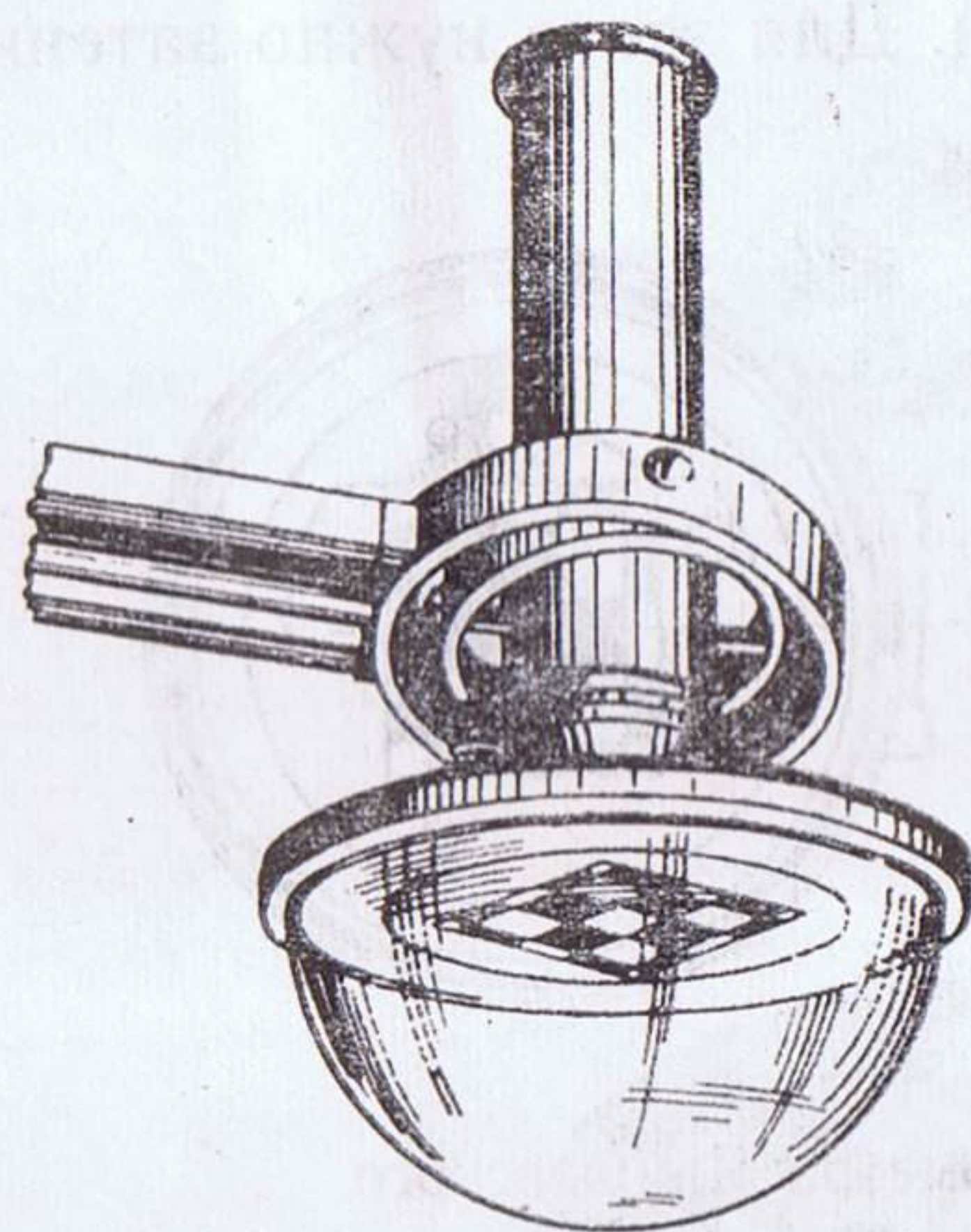


Рис. 4. Альбедометр

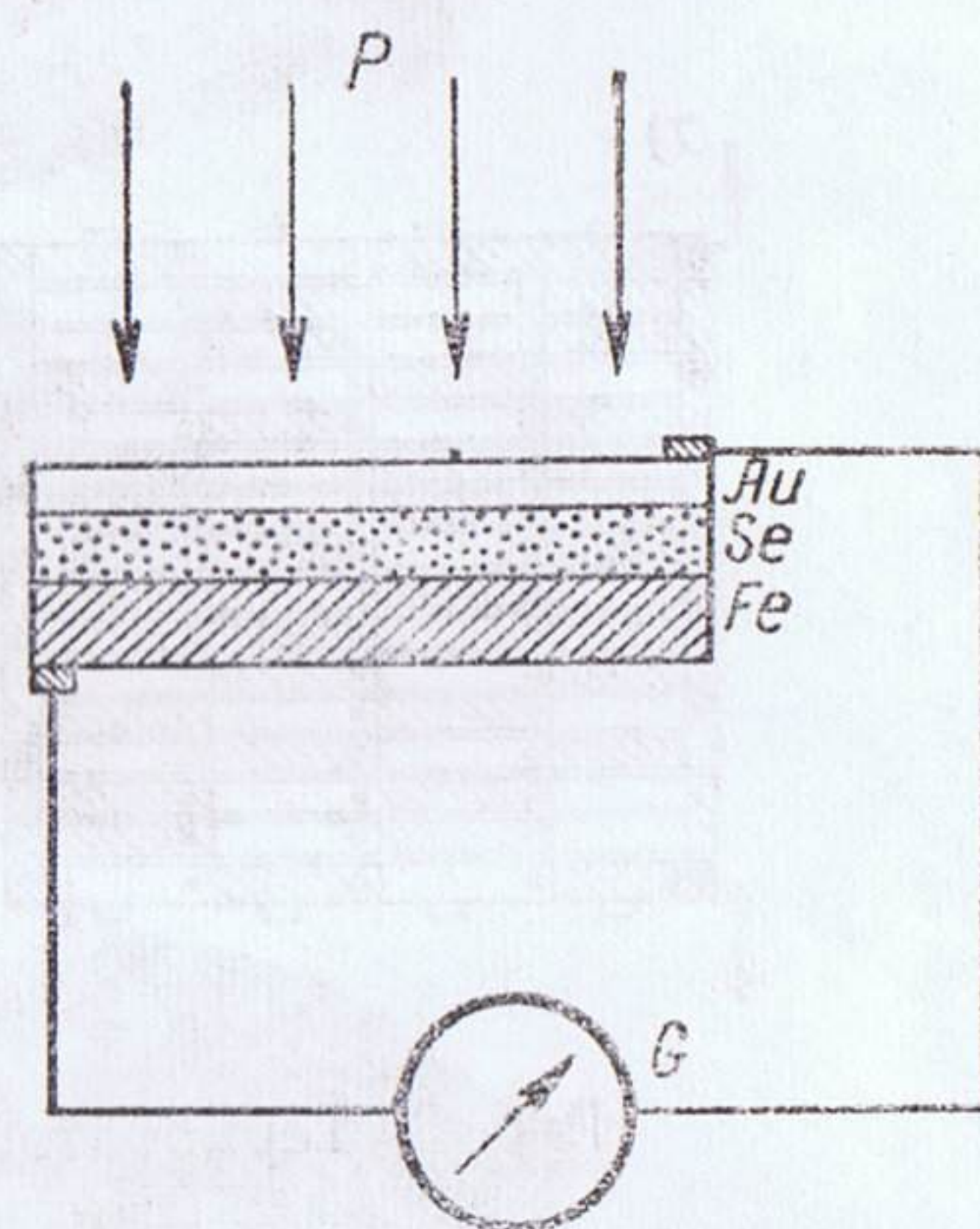


Рис. 5. Схема селенового фотоэлемента

ны. Лучи света легко проходят через верхний слой металла и поглощаются селеном. Под влиянием этих лучей от селена освобождаются электроны, которые проникают в вышерасположенный слой металла. Однако обратного движения эти электроны не имеют, так как между селеном и вышележащим металлом образуется запирающий слой, обладающий свойством пропускать электроны только в направлении от селена к металлу и задерживать их в обратном направлении. В этом случае верхний слой металла получает отрицательный заряд, а селен и железная пластинка заряжаются положительным электричеством. Таким образом, под действием света в фотоэлементе возникает ток, текущий по внешней цепи от железной пластинки к верхнему слою металла. Для измерения фототока в цепь включают гальванометр. Сила измеренного фототока пропорциональна падающей на фотоэлемент радиации. Фотоэлемент совместно с измерителем составляет прибор, называемый люксметром.

Для непосредственного измерения и регистрации радиационного баланса служат балансомеры. Приемником прибора являются две зачерненные с наружной стороны пластинки, расположенные параллельно. К внутренней стороне пластинок приклеены спай термоэлектрических батарей. Все термобатарей соединены последовательно. Пластинки поглощают поступающую к ним радиацию — верхняя от неба, нижняя — от поверхности земли. Интенсивность этих радиаций неодинакова и, следовательно, создается разность в нагревании пластинок. При таких условиях в термоэлементах батарей возникает термоэлектрический ток, измеряемый гальванометром, включенным в цепь. Он пропорционален разности между потоками радиации сверху и снизу. Это и есть остаточная радиация или радиационный баланс поверхности, над которой расположен балансомер.

Глава IV

ТЕМПЕРАТУРА ПОЧВЫ

19. Тепловой режим почвы. Тепловой режим почвы определяется в основном разностью между приходом и расходом лучистой энергии, поглощаемой и излучаемой подстилающей поверхностью. Эта разность называется *радиационным балансом*. Величина его зависит от физических свойств почвы и состояния ее поверхности, характера погоды и отдельных элементов ее — влажности, облачности, ветра, осадков и др. Эти факторы изменяют в ту или в другую сторону величину радиационного баланса и таким образом влияют на тепловое состояние почвы и интенсивность теплообмена как с атмосферой, так и между верхними и глубокими слоями почвы.

Нагревание и охлаждение почвы в большой степени зависит от ее теплоемкости. Различают весовую и объемную теплоемкость. *Весовая, или удельная, теплоемкость* есть количество тепла, необходимое для нагревания 1 г почвы на 1°. *Объемная теплоемкость* почвы есть количество тепла, необходимое для нагревания 1 см³ почвы на 1°.

В воздушно-сухом состоянии весовая (удельная) теплоемкость большинства составных частей почвы равна 0,2 кал/г град, объемная теплоемкость равна 0,4—0,6 кал/см³ град, т. е. примерно в два раза меньше, чем для воды. На практике обычно имеют дело не с весом почвы, а с определенным объемом ее. Ввиду этого большое значение приобретает не весовая теплоемкость почвы, а объемная. Последняя в сильной степени зависит от количества воды и воздуха, заполняющих промежутки между частицами почвы. Объемная теплоемкость воздуха очень мала (равна 0,0003 кал/см³ град), а воды велика (равна единице). Поэтому присутствие воды в почве увеличивает

ее объемную теплоемкость и последняя сильно возрастает по мере увеличения влажности почвы. Наоборот, чем в почве больше воздуха, тем меньше ее объемная теплоемкость. Влажные почвы медленнее нагреваются и медленнее охлаждаются, чем сухие; в последних изменения температуры совершаются быстрее и значительнее, чем во влажных почвах. Поэтому глинистые почвы, удерживающие в себе много воды и обладающие большой теплоемкостью, днем нагреваются меньше по сравнению с песчаными, ночью же они меньше охлаждаются.

Очень важным тепловым свойством почвы является ее *теплопроводность*, т. е. способность проводить тепло из слоев более нагретых в слое менее нагретые. Теплопроводность почвы вообще невелика. Она в сильной степени определяется тем, чем будут заполнены промежутки между отдельными частицами почвы — воздухом или водой. Теплопроводность воздуха очень мала ($0,00005 \text{ кал/см сек град}$), для воды она значительно больше ($0,0013 \text{ кал/см сек град}$). Кроме того, присутствие воды в почве улучшает контакт между частицами почвы. Ввиду этого теплопроводность почвы увеличивается в зависимости от увеличения влажности; наоборот, сухие почвы, в которых поры заполнены воздухом, имеют пониженную теплопроводность. Поэтому днем сухая почва в верхнем слое прогревается сильнее, чем влажная. В последней, благодаря повышенной теплопроводности, тепло быстро уходит в более глубокие слои. Ночью же, когда поверхность почвы теряет тепло излучением, влажная почва, по сравнению с сухой, охлаждается меньше, так как при повышенной теплопроводности расход тепла излучающей поверхностью возмещается подтоком тепла к ней из глубоких слоев.

При замерзании теплопроводность почвы увеличивается, ввиду того, что лед имеет более высокую теплопроводность, чем вода (теплопроводность льда равна $0,005 \text{ кал/см сек град}$).

Просачивание осадков и обработка почвы соответствующими орудиями в сильной степени влияют на теплоемкость и теплопроводность почвы, а следовательно, и на ее тепловое состояние, характеризуемое температурой почвы.

На степень нагревания почвы также влияет ее цвет. Светлоокрашенные почвы, благодаря большой отражательной способности, нагреваются днем слабее, чем темноокрашенные.

Температура почвы в значительной степени зависит от ее структуры. На поверхности рыхлой почвы, а также в пахотном слое наблюдаются днем более высокие, а ночью более низкие температуры, чем в плотной почве. Это явление вызывается тем, что рыхлая почва имеет более низкую теплопроводность, чем плотная, так как в ней содержится больше воздуха. Ввиду этого, проникающее днем в рыхлую почву тепло

будет плохо передаваться в глубокие слои, вследствие чего верхний слой почвы прогревается более интенсивно. Ночью же в рыхлой почве понижен приток тепла из глубоких, теплых слоев в верхние, охлажденные излучением. Поэтому плотная почва, по сравнению с рыхлой, охлаждается меньше и на ее поверхности весенние и осенние заморозки бывают менее интенсивными.

Степень нагревания почвы в большой мере зависит от экспозиции склонов. Наиболее значительногреваются склоны, обращенные на юг, наименее — склоны, обращенные на север. Это сказывается на характере растительности, произрастающей на склонах. На южных, хорошо прогреваемых склонах, часто поселяется растительность более южных районов, наоборот, на северных склонах — растительность более северных районов. Повышенная температура южных склонов позволяет выращивать на этих склонах теплолюбивые растения.

На температуру почвы влияет растительный покров. Последний в теплое время года в дневные часы защищает почву от нагревания; ввиду этого температура почвы, покрытой растительностью, днем ниже, чем обнаженной почвы. Ночью же на поверхности почвы, покрытой растительностью, наблюдается более высокая температура, так как ночью растительность задерживает тепло, отдаваемое поверхностью почвы излучением.

Огромное влияние на тепловое состояние почвы оказывает снежный покров. Он является плохим проводником тепла. Особенно плохо проводит тепло рыхлый снег. Ввиду этого снежный покров действует на почву и растения, находящиеся под снегом, как *отепляющий фактор*.

20. Методы измерения температуры почвы. Для измерения температуры верхних слоев почвы применяют *почвенные термометры Савинова* (рис. 6). Обычно их устанавливают на глубине 5, 10, 15, 20 см.

Термометр Савинова представляет собой ртутный термометр с резервуаром в виде цилиндра. Немного выше этого резервуара термометр изогнут под углом около 135° . Цилиндрический резервуар термометра зарывается в землю горизонтально, верхняя же часть термометра со шкалой выступает над землей наклонно. Такое положение надземной части термометра создается для более удобного производства отсчетов. Пользуясь термометрами Савинова только в теплое время года.

Температура более глубоких слоев почвы измеряется при помощи *вытяжных термометров* (рис. 7).

Такие термометры обычно устанавливаются на глубинах 20, 40, 80, 160 см и глубже. При установке вытяжного термометра в почве сначала делают скважину, в которую вставляют эбонитовую трубку (а), закрывающую снизу медным колпачком. В эбонитовую трубку вставляют на деревянном стержне термометр (б), заключенный в оправу с прорезом для

шкалы. Нижняя часть оправы, где помещается резервуар термометра, залита парафином, смешанным с медными опилками. Это делается для того, чтобы термометр при вынимании его из трубки, за время отсчета, не изменял своих показаний. Верхняя часть трубки закрывается колпачком, привинченным к деревянному стержню.

21. Суточный и годовой ход температуры почвы. Дневное нагревание и ночное охлаждение поверхности почвы вызывают суточные колебания ее температуры, передающиеся затем вниз — в более глубокие слои почвы — и вверх — прилегающим к почве слоям воздуха.

В ночное время наиболее сильно охлаждается поверхность почвы. Наименьшая температура на ней наблюдается в теплое время года около времени восхода Солнца. По мере возрастания глубины охлаждение почвы ночью умень-

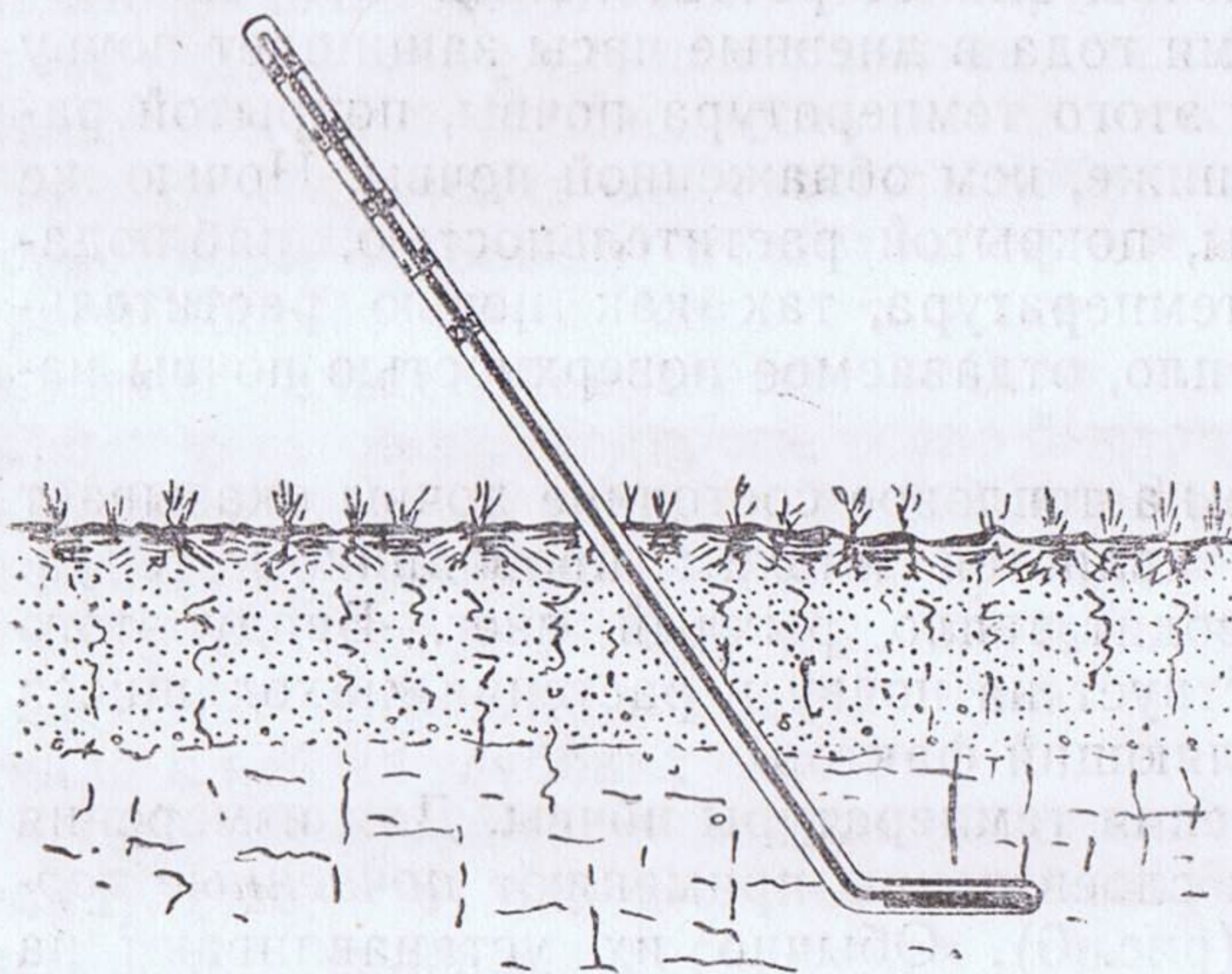


Рис. 6. Термометр Савинова

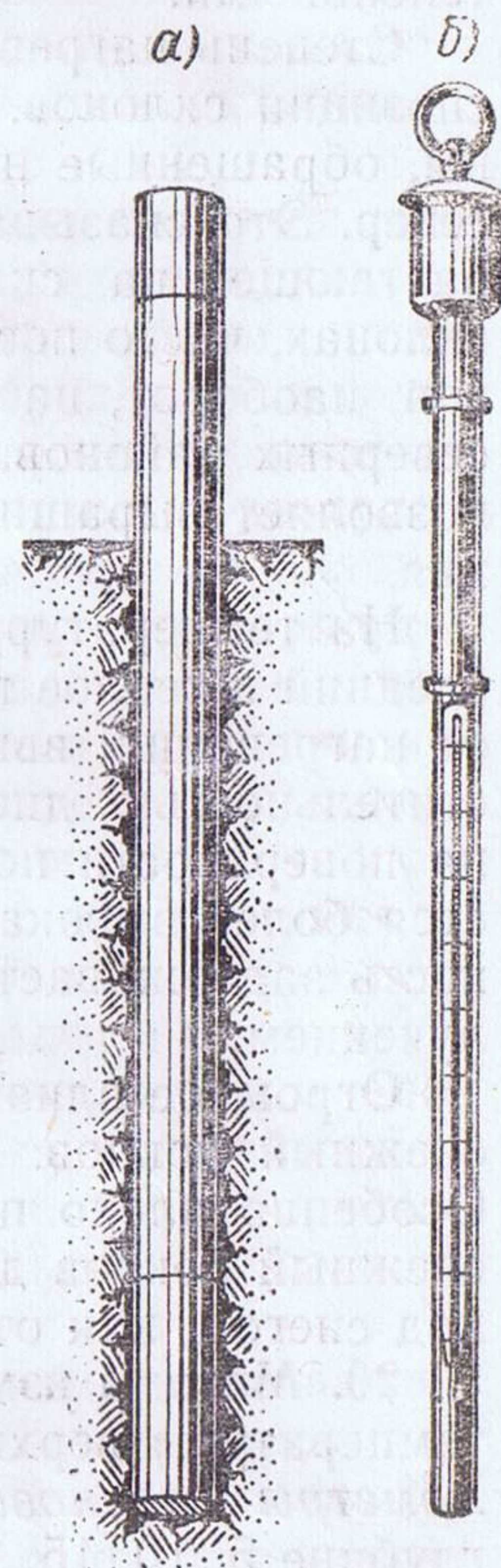


Рис. 7. Вытяжной почвенный термометр

шается. Днем, наоборот, поверхность почвы бывает наиболее нагрета; с глубиной же дневное нагревание уменьшается. Максимум температуры поверхности почвы имеет место около 13 часов. Ввиду этого суточная амплитуда, т. е. разница между наибольшей и наименьшей температурой за сутки, с глубиной уменьшается, и колебания температуры, таким образом, сглаживаются (рис. 8). Моменты наступления наибольших и наименьших температур с глубиной постепенно запаздывают, периоды же суточных колебаний на всех глубинах сохраняются. Затухание суточных амплитуд темпера-

туры почвы происходит на глубине 80—100 см. На этой глубине в почве в течение суток наблюдается неизменная температура.

На суточный ход температуры почвы большое влияние оказывают облачность и осадки. В пасмурную погоду при небе, покрытом сплошными низкими облаками, а также при тумане температура поверхности почвы ночью понижается мало и даже может быть выше температуры воздуха. В ясную погоду или при небе, покрытом легкими облаками, она ночью обычно ниже температуры воздуха. Днем же облака задерживают солнечную радиацию и ввиду этого в теплое время года

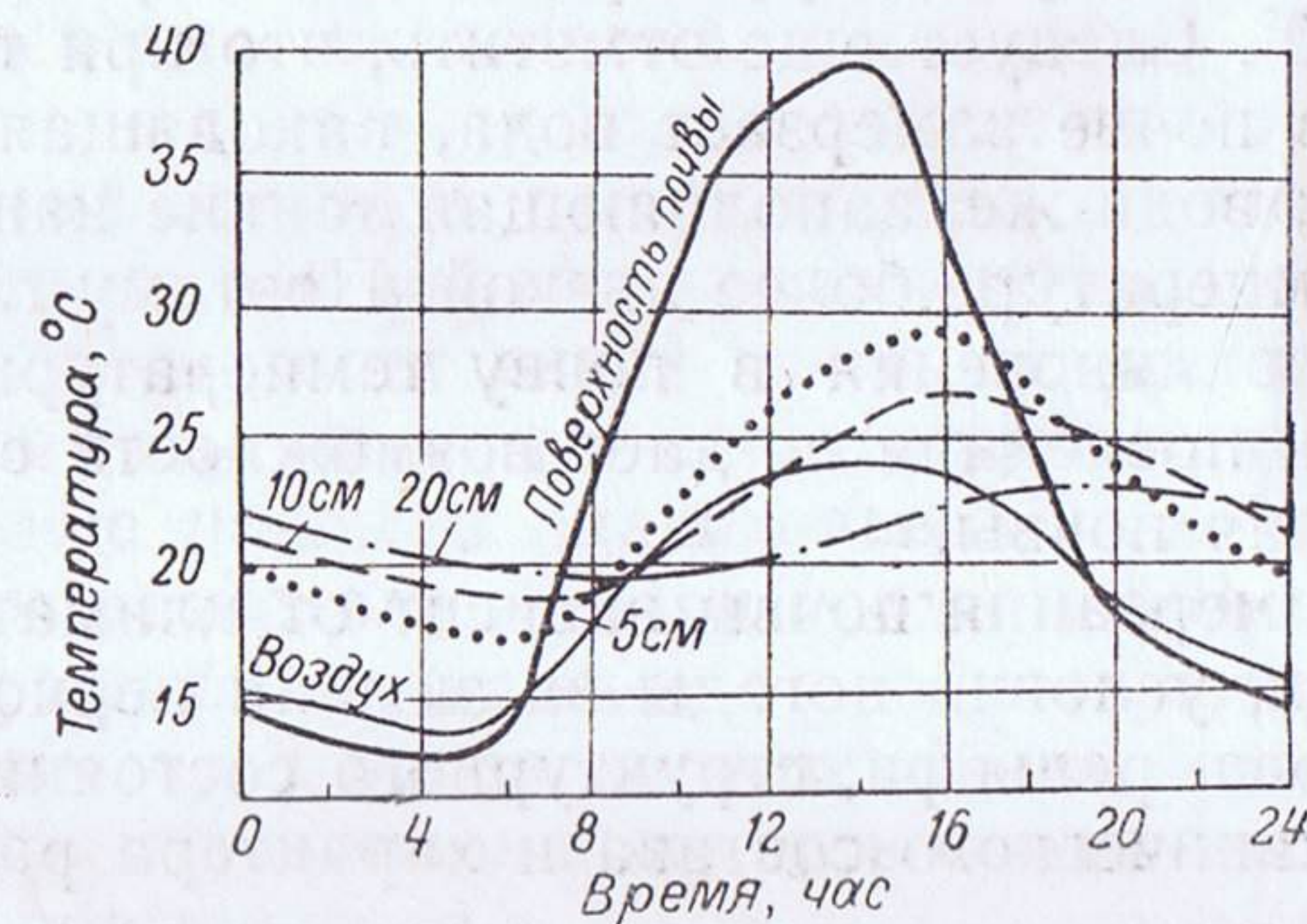


Рис. 8. Суточный ход температуры воздуха, поверхности и на различных глубинах почвы (Воронеж, август 1934 г.)

днем в облачную погоду температура поверхности почвы ниже, чем в ясную. Большая облачность таким образом, уменьшает суточные амплитуды температуры почвы и выравнивает температуру в отдельных слоях ее. Весьма сильно влияют на суточный ход температуры почвы осадки. Они сглаживают суточные колебания температуры почвы. Кроме того, во влажной почве температура с глубиной изменяется гораздо меньше, чем в сухой.

Помимо суточных колебаний, температура поверхности почвы обнаруживает и годовые колебания. Наименьшие температуры на поверхности почвы обычно наблюдаются в январе—феврале, наибольшие — в июле или августе. Эти годовые колебания температуры распространяются в глубь почвы. Так же как и в суточном ходе, годовая амплитуда температуры с глубиной уменьшается и затухает на глубинах 15—20 м в средних широтах, 25 м в северных и 5—10 м в тропических. На этих глубинах образуется слой с постоянной годовой температурой. Период же годовых колебаний температуры почвы на всех глубинах сохраняется и равен 365 дням. В сред-

них годовых выводах почва в целом имеет более высокую температуру, чем воздух.

22. Промерзание почвы. В холодное время года почва промерзает, т. е. отвердевает под влиянием морозов. Это явление происходит потому, что почвенная влага при температуре ниже 0° замерзает и цементирует смоченные частицы, благодаря чему почва приобретает большую твердость. Чем больше в почве влаги, тем сильнее цементируются при промерзании частицы почвы и, наоборот, чем меньше влаги, тем цементирование частиц идет слабее. Так как почвенная влага представляет раствор различных солей той или иной концентрации, то замерзание этого раствора происходит при температуре немного ниже 0° . Следует еще отметить, что при температуре, близкой к 0° , в почве замерзает вода, находящаяся только в крупных порах; вода же, заполняющая тонкие капилляры, замерзает при температуре более низкой. Поэтому глубины промерзания и проникновения в почву температуры 0° вообще не совпадают, и последняя не дает возможности судить о глубине промерзания почвы.

Глубина промерзания почвы зависит от климатических условий местности, условий погоды за зимний период, толщины снежного покрова, рельефа, структурного состояния почвы, ее влажности, механического состава и характера растительного покрова.

В местах с теплым климатом почва зимой не промерзает или промерзает на небольшую глубину, в местах же с холодными и малоснежными зимами она промерзает на большую глубину. На Европейской территории СССР средняя глубина промерзания почвы по разным природным зонам колеблется примерно от 30 до 150 см.

На возвышенностях почва промерзает глубже, чем в пониженных местах, так как на возвышенностях снег сдувается и толщина его меньше, чем в пониженных местах, где он образует сугробы.

На вспаханных участках происходит более раннее и более глубокое промерзание почвы по сравнению с целиной.

Влажные почвы промерзают медленнее, чем почвы с пониженной влажностью, так как при замерзании влажных почв выделяется скрытая теплота замерзания воды, тормозящая дальнейшее охлаждение почвы.

Поэтому грунтовые воды, залегающие на небольшой глубине, препятствуют значительному охлаждению почвы зимой. Повышая влажность верхних слоев почвы и, следовательно, увеличивая теплоемкость и теплопроводность их, грунтовые воды в зимнее время способствуют передаче тепла из глубоких и более теплых слоев почвы в верхние. Ввиду этого промерзание почвы при близком залегании грунтовых вод быва-

ет незначительным, а в некоторые зимы его даже не наблюдается.

Оттаивание почвы происходит под влиянием двух источников тепла: солнечной радиации и тепла, подводимого к мерзлому слою из глубоких слоев почвы. При глубоком промерзании, что наблюдается в малоснежные холодные зимы, полное оттаивание почвы весной происходит после схода снежного покрова. При таких условиях оттаивание совершается за счет солнечной радиации, поглощаемой поверхностью земли, и тепла, притекающего из глубоких слоев почвы. Оттаивание в данном случае идет с двух сторон: сверху вниз и снизу вверх. В такие годы весной в почве образуется мерзлая прослойка, которая постепенно сокращается и, наконец, исчезает. В многоснежные зимы почва промерзает чаще всего на небольшую глубину, оттаивание ее в таком случае идет обычно за счет тепла, подводимого к мерзлому слою почвы из глубоких теплых слоев, и происходит снизу вверх. Почва при таких условиях оттаивает или во время снеготаяния или до начала его.

Промерзание почвы в значительной степени отражается на физических свойствах ее. При промерзании почвы кристаллы льда разрывают ее частицы и увеличивают размеры пор в ней, вследствие чего почва делается более рыхлой. Воздухопроницаемость и водопроницаемость почвы после оттаивания значительно повышаются.

В зимнее время влажность почвы возрастает за счет водяного пара, притекающего к мерзлому слою из глубоких, более теплых слоев почвы.

Мерзлая почва плохо пропускает воду, а если в ней не имеется свободных от льда пор, то она совсем не пропускает ее. Такая почва весной при таянии снега способствует увеличению поверхностного стока талых вод.

Промерзание почвы повышает ветроустойчивость деревьев, обладающих корневой системой, развитой в поверхностных слоях почвы (например, ель).

В полярных широтах — в тундре, а в Восточной Сибири даже в умеренных широтах — в тайге — почва остается мерзлой в течение круглого года, оттаивая летом сверху только на небольшую глубину. Это явление носит название *вечной мерзлоты*. В СССР площадь, занимаемая вечной мерзлотой, огромна — около 10 000 000 км², что составляет приблизительно 45% всей площади СССР. Южная граница распространения вечной мерзлоты совпадает примерно с линией, соединяющей места со средней годовой температурой воздуха — 2° .

Глубина оттаивания верхнего слоя почвы летом в области вечной мерзлоты зависит от местных условий — характера почвы, растительного покрова, экспозиции и т. д. Она колеблется в среднем от 0,5 до 3,0 м. Мощность слоя вечной мерз-

ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА

лоты различна. Близ предгорий Северного Урала, в районе Воркуты, толщина мерзлого слоя около 80—130 м, в районе Вайгача — около 400 м, Нордвика — около 600 м, а в районе верхнего течения реки Мархи (левый приток Вилюя) в глубокой скважине была установлена мощность мерзлых горных пород в 1500 м.

Мерзлый слой земли слабо пропускает воду. Поэтому талые и дождевые воды задерживаются в верхнем слое почвы, оттаивающем летом, что вызывает заболачивание местности, а находящаяся ниже мерзлота в сильной степени понижает летом температуру этого слоя. При таких условиях получают холодные почвы, насыщенные водой. Для растений эти почвы неблагоприятны, так как всасывающая способность корней в них бывает ослаблена. Но в Восточной Сибири, в области вечной мерзлоты прекрасно растут деревья. Так как мерзлый грунт препятствует росту корней вглубь, корневая система деревьев распространяется только в верхнем слое, который оттаивает летом, ввиду чего при сильных ветрах в тайге Восточной Сибири часто наблюдаются ветровалы.

23. Температура почвы в лесу. Огромное влияние на температуру почвы в лесу оказывает полог леса, который днем задерживает солнечную энергию, а ночью — тепло, излучаемое почвой. В холодное время года на температуру почвы оказывает влияние снежный покров, толщина которого в лесу больше, чем на открытом месте. Кроме того, на температуру почвы в лесу оказывает влияние и лесная подстилка. Теплопроводность ее меньше теплопроводности почвы. Весной она тормозит нагревание почвы, а осенью — ее охлаждение. В зимнее время подстилка способствует задержанию в почве тепла, накопленного в летние месяцы, что вызывает меньшее промерзание почвы. Таким образом, лесная подстилка до некоторой степени регулирует тепловой режим почвы в лесу.

Температура почвы в лесу в верхнем слое в теплое время года ниже, чем в поле. С возрастанием глубины разница уменьшается. В холодное время года верхние слои почвы в лесу теплее, чем в поле, благодаря подстилке и более значительной глубине снежного покрова в лесу.

Почва в лесу промерзает на меньшую глубину, чем в поле. Глубина промерзания почвы в лесных массивах в сильной степени зависит от состава насаждения, возраста, густоты древостоя, характера почвы, глубины залегания грунтовых вод и т. д. В лиственных лесах, особенно в березняках, толщина снежного покрова бывает значительной и глубина промерзания почвы небольшой. Наоборот, под кронами елей толщина снежного покрова бывает меньше, так как в этом случае много снега задерживается кронами деревьев. Ввиду этого почва под кронами елей промерзает глубже.

24. Процессы нагревания и охлаждения воздуха. Земная атмосфера непосредственно лучами Солнца нагревается очень мало. Различные явления, которые в ней наблюдаются, совершаются главным образом за счет тепла, получаемого от поверхности земли. Последняя поглощает лучистую энергию Солнца и нагревается, а затем передает часть усвоенного ею тепла воздуху. Воздух находится, таким образом, под непосредственным тепловым воздействием подстилающей поверхности, т. е. поверхности, над которой он располагается (суша, вода, лед, растительный покров и т. д.).

Рассмотрим сначала процесс нагревания воздуха. Он идет главным образом за счет тепла, отдаваемого поверхностью земли воздуху путем молекулярной теплопроводности, длинноволнового излучения, тепловой конвекции и турбулентности. Однако, путем теплопроводности значительно нагревается только приземный слой воздуха, т. е. слой, непосредственно прилегающий к поверхности земли, высокие же слои его нагреваются при этом способе мало, так как воздух очень плохо проводит тепло. В более значительной степени идет нагревание воздуха путем передачи тепла излучением. Земная поверхность, как указывалось ранее, излучает только длинноволновую радиацию, для которой атмосфера является малопрозрачной средой. Значительная часть этого излучения поглощается атмосферой и идет на ее нагревание.

Важнейшим фактором передачи тепла высоким слоям воздуха является *тепловая конвекция*. Она возникает при значительном прогревании воздуха снизу от сильно нагретой поверхности земли. Прогретый снизу воздух становится менее плотным, и он вытесняется вверх притекающим сверху и с боков более холодным и более плотным воздухом. Последний, в свою очередь, нагревается и поднимается вверх. Таким образом возникают восходящие и нисходящие токи, создающие перемешивание воздуха и обмен тепла в вертикальном направлении. При благоприятных условиях восходящие и нисходящие токи достигают мощного развития, и в этом случае перемешивание может захватывать всю толщу тропосферы.

Большое значение в переносе тепла имеют воздушные течения. С их помощью тепло может переноситься вместе с воздушными массами в горизонтальном направлении из одного места в другое. Такой перенос тепла носит название *адвекции*, в отличие от конвекции, при которой перенос тепла совершается в основном по вертикали.

Очень важным фактором передачи тепла воздуху является так называемая *турбулентность*, обусловленная большой подвижностью частиц воздуха. Воздух в редких случаях находится в состоянии покоя, обычно он находится в движении. Эти движения чаще всего носят турбулентный, или завихренный характер. При движении воздуха и обтекании им неровностей земной поверхности в нем возникают в огромном количестве небольшие вихри, совершающие движение в различных направлениях, в том числе вверх и вниз. Эти вихри играют большую роль в перемешивании воздуха и обуславливают теплообмен в вертикальном направлении.

Тепловая конвекция и турбулентность являются основными факторами передачи тепла воздуху. Они осуществляют эту передачу во много тысяч раз быстрее, чем в случае передачи тепла от слоя к слою путем теплопроводности.

Обратимся теперь к процессам охлаждения воздуха. Очень важным процессом, приводящим к понижению температуры, является подъем воздуха. Если подъем совершается быстро, то теплообмена между поднимающейся массой воздуха и окружающей средой не происходит. Такой процесс без притока тепла извне и без отдачи его окружающей среде называется *адиабатическим*. Понижение температуры в данном случае вызывается тем, что масса воздуха при поднятии попадает под меньшее давление и вследствие этого объем ее увеличивается, т. е. воздух расширяется. Такое поднятие воздуха и расширение его связаны с производством работы против сил внешнего давления. Работа в этом случае совершается за счет запаса тепла, имеющегося в данной массе воздуха, что и приводит к понижению ее температуры. Если масса воздуха опускается, то она попадает под большее давление, вследствие чего воздух сжимается, что приводит к повышению его температуры. Процесс в данном случае также протекает адиабатически. Адиабатическое охлаждение воздуха обычно наблюдается при восходящих движениях его.

Охлаждение воздуха может происходить при непосредственной потере им тепла излучением, а также при соприкосновении его с холодной подстилающей поверхностью. Особенно значительное выхолаживание воздуха происходит в тихую, ясную погоду ночью, когда поверхность земли теряет много тепла излучением.

Охлаждение воздуха происходит также при перемещении его в более холодный район. В этом случае охлаждение сначала захватывает нижний слой воздуха, прилегающий к холодной подстилающей поверхности, а затем распространяется при помощи турбулентности в более высокие слои.

Суша отдает значительное количество тепла на нагревание воздуха и поэтому воздействие ее на прилегающие к ней слои воздуха будет весьма большим. Совсем иным будет тепловое воздействие водной поверхности. Вода, находящаяся в движении, отдает мало тепла воздуху. Почти вся поглощаемая водой солнечная энергия идет на нагревание ее, и только незначительная доля этой энергии идет на нагревание воздуха над водой. Поэтому поверхность воды оказывает небольшое влияние на суточные изменения температуры воздуха над водой. Но на годовой ход температуры воздуха водная поверхность оказывает значительное влияние. В теплое время года озера, моря и океаны постепенно накапливают огромное количество тепла и отдают его в холодное время года воздуху. Благодаря этой отдаче в сильной степени смягчаются годовые колебания температуры воздуха. Весна и лето в приморских местностях будут прохладными, так как прогревание воды в эти сезоны идет очень медленно. Наоборот, осень и зима будут более теплыми, благодаря отдаче водой большого количества тепловой энергии, накопленной ею за теплое время года.

25. Методы определения температуры воздуха.

Термометры служащие для определения температуры воздуха, должны быть обязательно защищены от Солнца, дождя и влияния посторонних предметов. В то же время к ним должен быть обеспечен свободный доступ воздуха. Температура воздуха измеряется всегда в тени.

На метеорологических станциях термометры устанавливаются в особой будке, называемой психрометрической будкой (рис. 9). Стенки ее жалюзийные. В такую будку не проникают лучи Солнца, но в то же время воздух имеет в нее

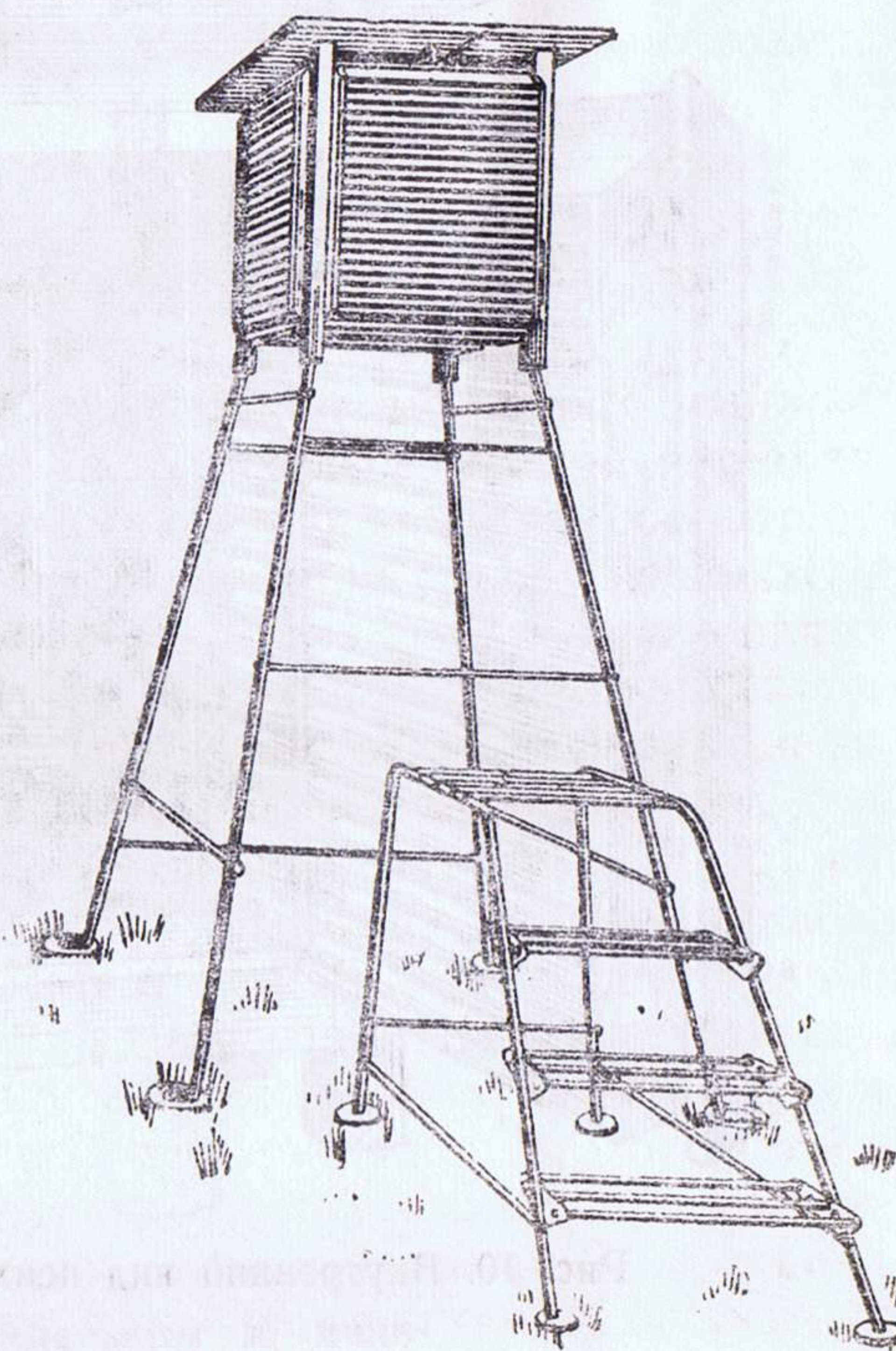


Рис. 9. Наружный вид психрометрической будки

доступ. Устанавливается будка так, чтобы резервуары находящихся в ней термометров располагались на высоте 2 м от поверхности земли.

Термометры устанавливаются в будке на особом штативе (рис. 10). Два термометра, установленных вертикально, составляют прибор, называемый *психрометром* (рис. 11). Один термометр называется сухим, другой — смоченным. Темпера-

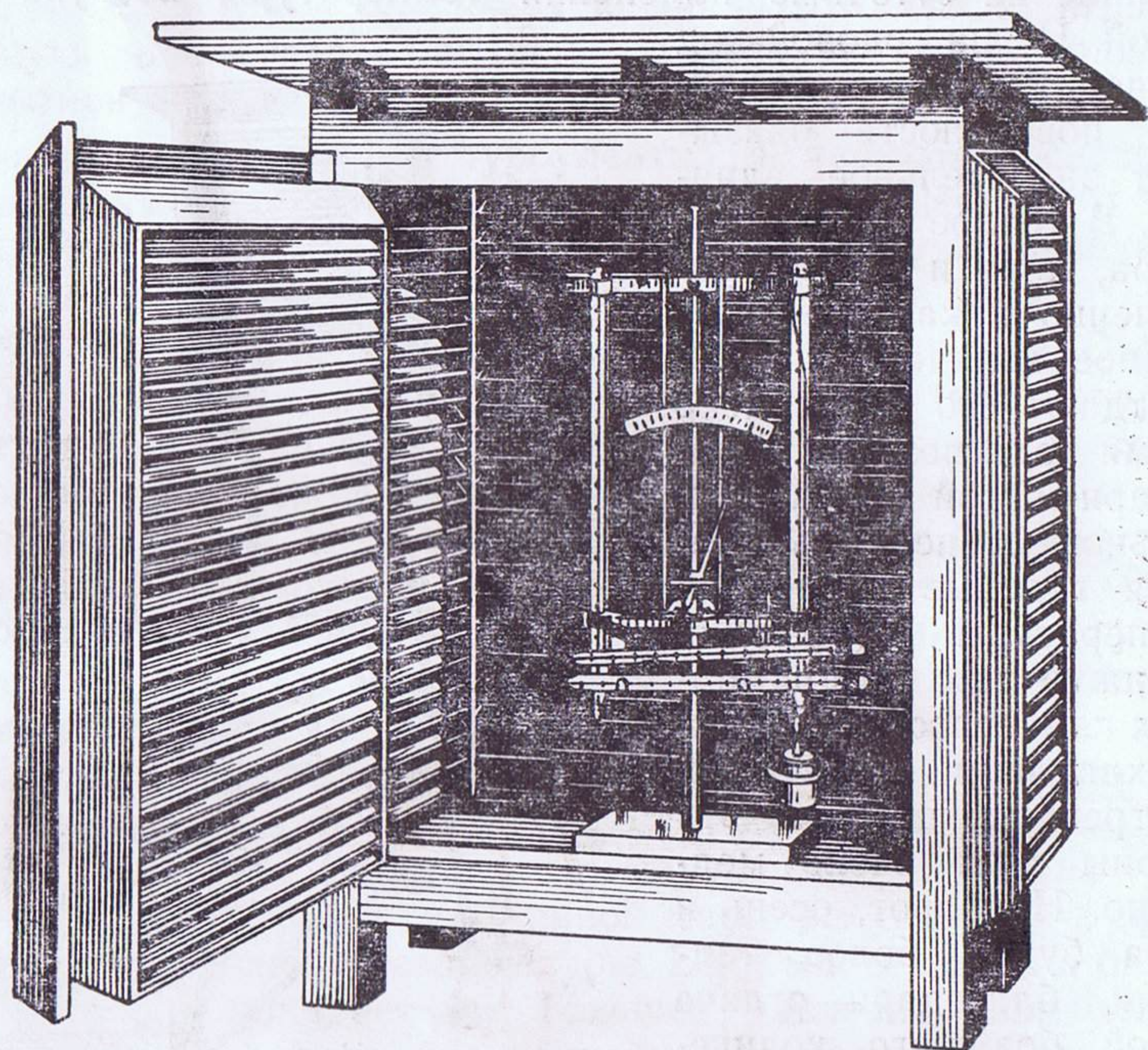


Рис. 10. Внутренний вид психрометрической будки

тура воздуха в данный момент определяется по сухому термометру психрометра. У смоченного термометра резервуар обернут батистом; последний смачивается водой, которую он втягивает из стаканчика. Вода с батиста испаряется и тем сильнее, чем суше будет воздух. На это испарение затрачивается тепло, которое отнимается у термометра, а потому показания смоченного термометра будут меньше, чем показания сухого. Разница в их показаниях тем больше, чем суше воздух. По показаниям сухого и смоченного термометров при помощи психрометрических таблиц определяется влажность воздуха.

В будке, кроме психрометра, устанавливаются еще термометры для определения крайних значений температуры — самой высокой (максимальной) и самой низкой (минимальной)

за определенный промежуток времени. В будке эти термометры устанавливаются в горизонтальном положении.

Термометр, служащий для определения наивысших температур называется *максимальным*. Он отличается от обыкновенного термометра тем, что у него около резервуара, внутри капиллярной трубки, проходит тонкий стеклянный

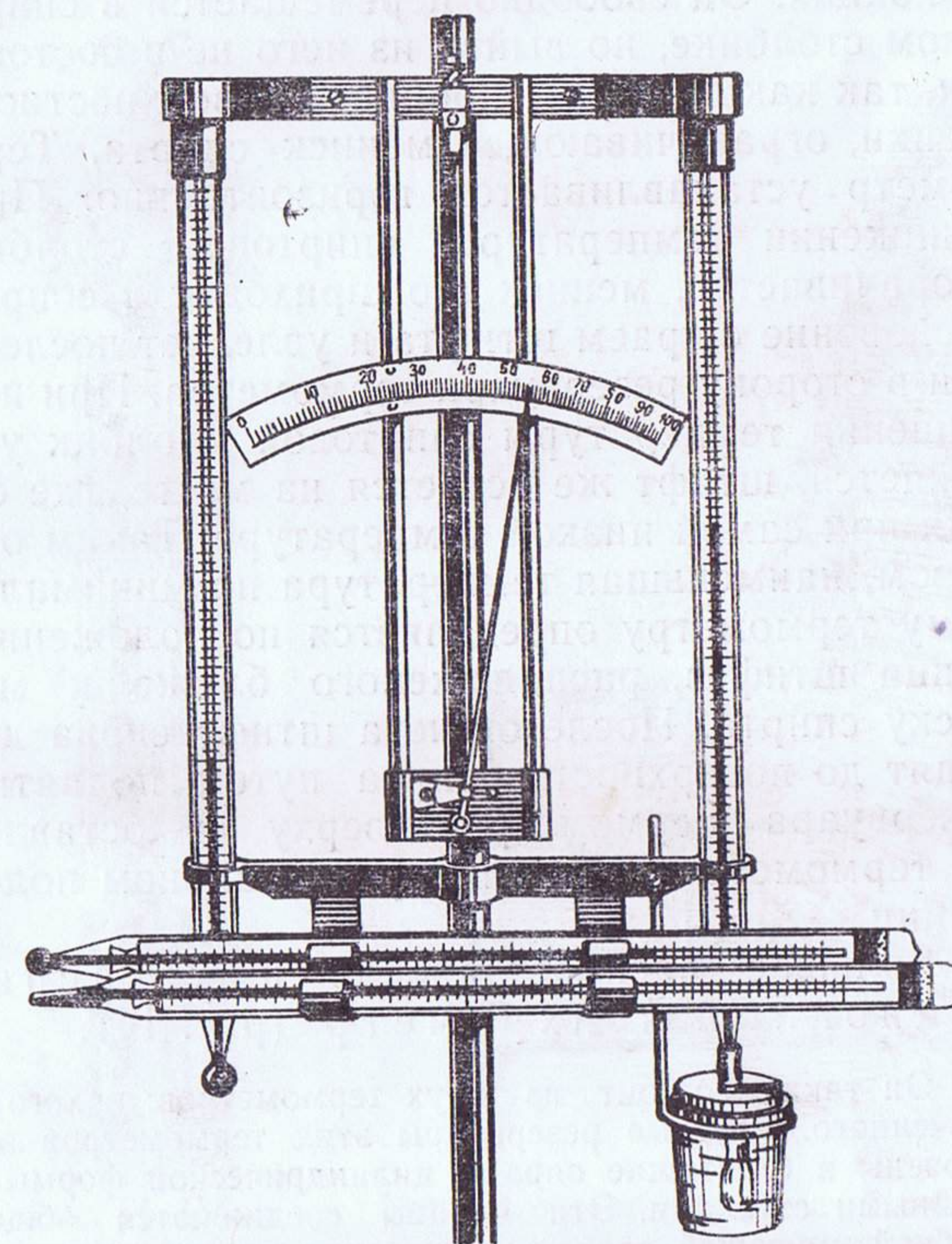


Рис. 11. Психрометр с максимальным и минимальным термометрами

волосок, благодаря которому канал капиллярной трубки около резервуара сужен (рис. 12). При повышении температуры ртуть, расширяясь, свободно проходит через узкое отверстие канала. При понижении же температуры ртуть через это узкое место не проходит в резервуар. Столбик ртути при таких условиях здесь разрывается и остается неподвижным, и мениск ртути показывает наибольшую температуру за истекший промежуток времени. Чтобы вогнать ртуть обратно в резервуар и приготовить термометр к следующему наблюдению, его встряхивают. После встряхивания он показывает температуру данного момента.

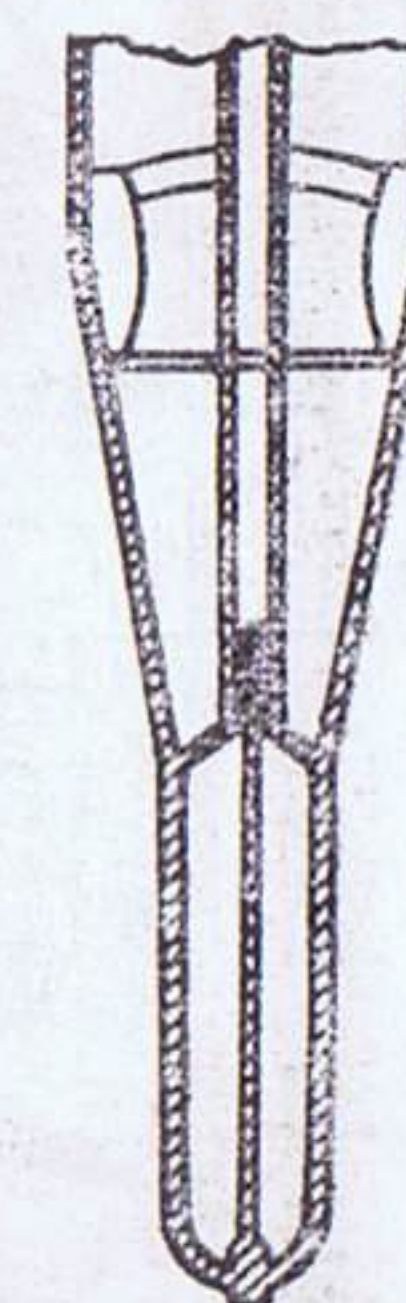


Рис. 12. Резервуар максимального термометра

Термометр, служащий для определения самой низкой температуры за данный промежуток времени, называется минимальным (рис. 13). Этот термометр наполняется не ртутью, а спиртом. В капиллярной трубке термометра, внутри спиртового столбика, помещен легкий штифт из черного стекла, имеющий утолщения на концах. Он свободно перемещается в спиртовом столбике, но выйти из него не в состоянии, так как не может прорвать поверхностной пленки, ограничивающей мениск спирта. Термометр устанавливается горизонтально. При понижении температуры спиртовой столбик укорачивается, мениск его приходит в соприкосновение с краем штифта и увлекает последний в сторону резервуара термометра. При повышении температуры спиртовой столбик удлиняется, штифт же остается на месте, где он был при самой низкой температуре. Таким образом, наименьшая температура по минимальному термометру определяется по положению конца штифта, расположенного ближе к мениску спирта. После отсчета штифт снова доводят до поверхности спирта путем поднятия резервуара термометра кверху и оставляют термометр в будке в горизонтальном положении.

Большое распространение имеет аспирационный психрометр (рис. 14).

Он также состоит из двух термометров: сухого и смоченного. Ртутные резервуары этих термометров заключены в блестящие оправы цилиндрической формы с двойными стенками. Эти оправы соединяются общей трубкой, имеющей сверху расширение, в котором помещается вентилятор. Последний приводится в действие особой пружиной и при вращении всасывает наружный воздух через цилиндрические оправы. Благодаря этому воздух во время действия психрометра непрерывно обтекает резервуары термометров со скоростью 2 м/сек.

Аспирационный психрометр является лучшим метеорологическим прибором для определения температуры и влажности воздуха в любых условиях. Он получил большое распространение, особенно в полевых исследованиях.

Для автоматической записи измерений температуры воздуха служит термограф (рис. 14, а).

Главной частью его является изогнутая биметаллическая пластинка, спаянная из двух тонких пластинок металлов, имеющих разные коэффициенты расширения. Один конец пластинки укреплен неподвижно, а дру-

гой при помощи рычагов соединен со стрелкой, на конце которой имеется перо с чернилами. При повышении температуры пластинка разгибается, при понижении — сгибается. Эти движения передаются стрелке с пером, которое чертит на ленте ход температуры воздуха в виде кривой линии. Лента накручена на барабан, внутри которого помещен часовой механизм, вращающий барабан в течение суток или недели.



Рис. 13. Минимальный термометр

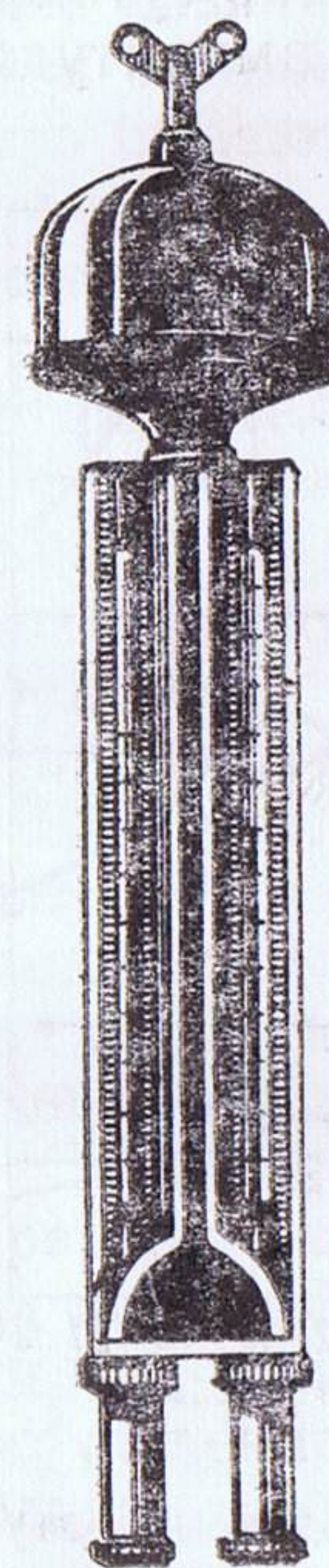


Рис. 14. Психрометр аспирационный

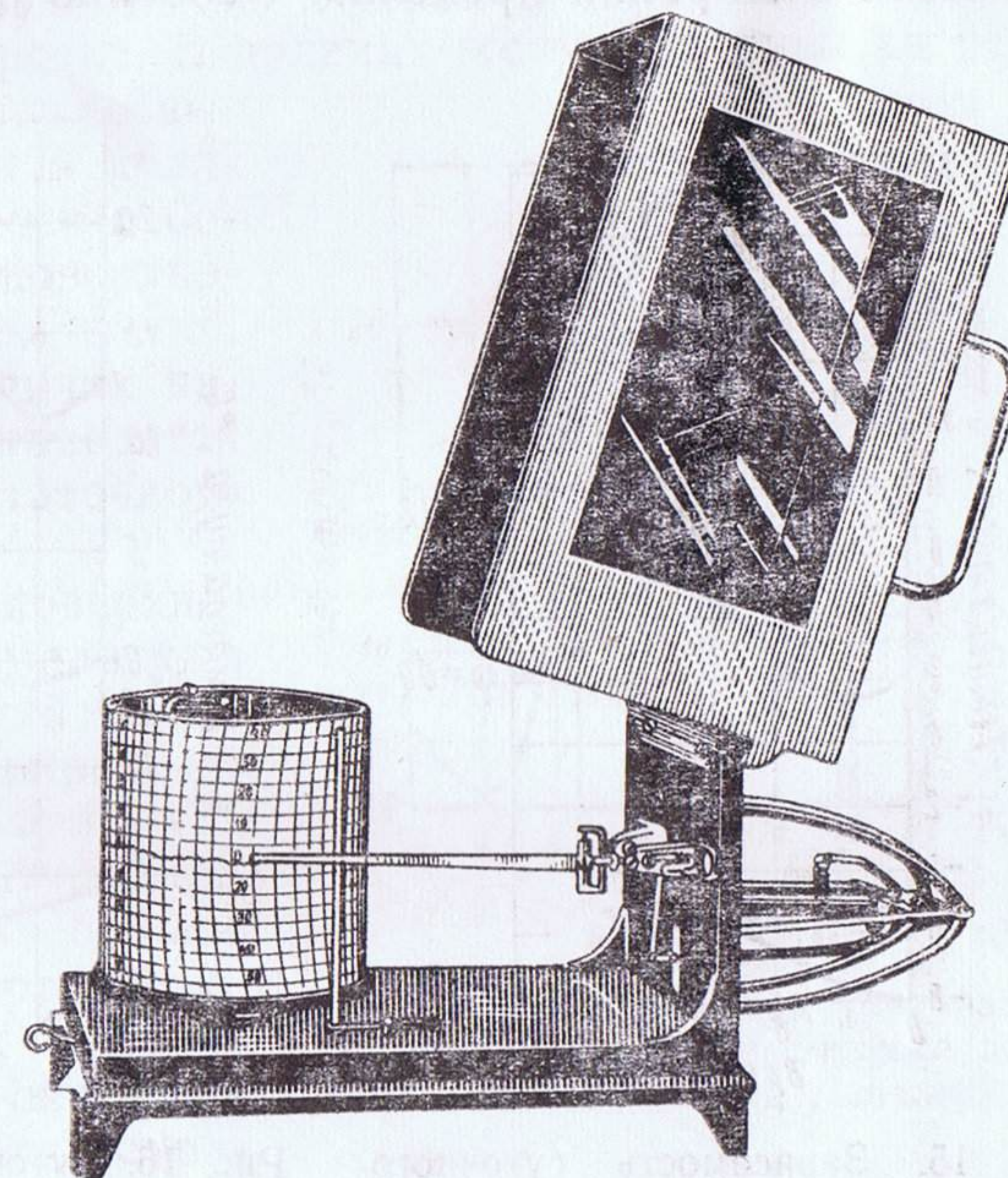


Рис. 14, а. Термограф с биметаллическим термодатчиком

26. Суточный и годовой ход температуры воздуха. Тепловое состояние почвы не остается постоянным. Оно меняется в течение суток и в течение года. Эти периодические изменения сообщаются и воздуху. В нем, как и в почве, возникают суточные и годовые колебания температуры, наиболее резко выраженные в слоях, прилегающих к почве.

Суточный ход температуры воздуха имеет один максимум и один минимум. Наименьшая температура наблюдается около времени восхода Солнца, максимальная около 14—16 часов. Разница между наибольшей и наименьшей температурой за сутки называется *суточной амплитудой температуры воздуха*.

Величина ее зависит от географической широты, времени года, рельефа и других факторов.

С возрастанием широты уменьшается полуденная высота Солнца над горизонтом. Вследствие этого по мере продвижения в более высокие широты амплитуда суточных колебаний уменьшается (рис. 15). Наибольшая суточная амплитуда наблюдается в тропиках, где высота Солнца в течение суток изменяется в широких пределах. Особенно велика амплитуда в

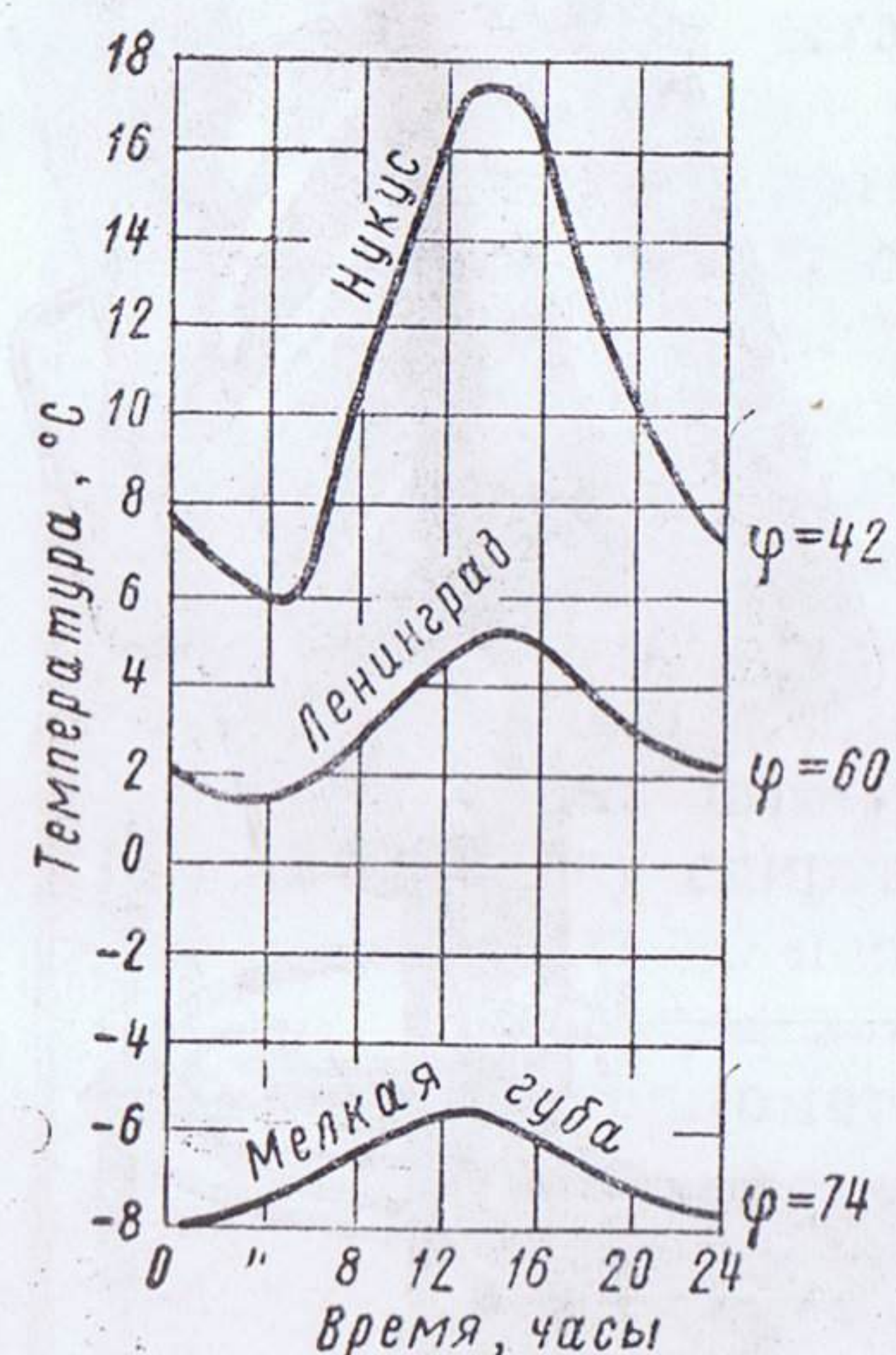


Рис. 15. Зависимость суточного хода температуры воздуха от широты (средние за год)

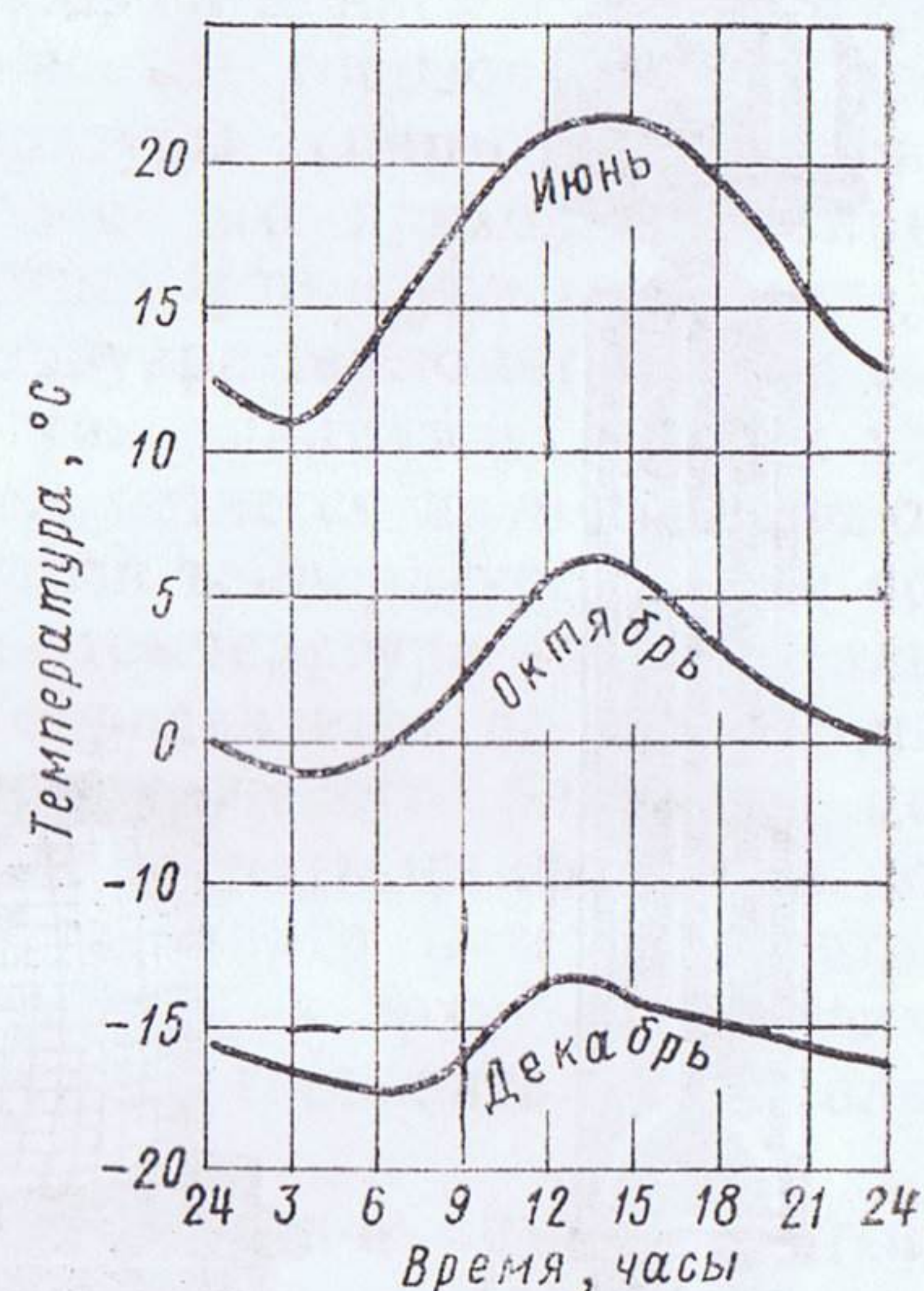


Рис. 16. Суточный ход температуры воздуха в Барнауле

тропических пустынях. Наименьшие амплитуды до 1—2° наблюдаются в полярных странах, в которых имеет место круглосуточная ночь или день. Очень слабо выражен суточный ход температуры воздуха у полюсов. Следует отметить, что в высоких широтах за время полярной ночи наблюдается обратный суточный ход температуры воздуха, а именно, в часы, соответствующие дневным часам, температура бывает ниже, чем в часы, соответствующие ночным часам.

В теплое время года, ввиду значительной полуденной высоты Солнца над горизонтом, суточные амплитуды температуры воздуха больше, чем в холодное (рис. 16).

Рельеф оказывает большое влияние на суточный ход температуры воздуха. Выпуклый рельеф — холмы, возвышенности, горы — уменьшает амплитуду суточных колебаний, вог-

нутый — ложбины, долины, котловины — увеличивают ее. Это вызывается тем, что охлажденный ночью у поверхности земли воздух делается более плотным и стекает по склонам в долины, уступая место на возвышенностях более теплому воздуху, притекающему сверху. Вследствие стекания и застаивания холодного воздуха в пониженных местах ночью наблюдаются более низкие температуры, чем на возвышенностях. В весенний и осенний периоды ночью и утром в пониженных местах часто бывают заморозки. В долинах же воздух днем нагревается сильнее, чем на возвышенностях, так как в долинах он соприкасается с более значительной поверхностью, чем на ровном месте. Кроме того, в долинах нагретый воздух застаивается вследствие недостаточного их проветривания.

Над водной поверхностью суточные амплитуды температуры воздуха малы. Над океанами они определяются приблизительно в 1—2°.

Суточная амплитуда температуры воздуха больше над песчаной поверхностью, чем над глинистой; над темноокрашенной почвой она больше, чем над светлоокрашенной; над рыхлой почвой (паром) больше, чем над залежью.

Растительный покров уменьшает суточную амплитуду температуры воздуха внутри покрова, так как он задерживает днем солнечную радиацию, а ночью земное излучение. При наличии растительного покрова зона наибольшего нагревания днем и наибольшего охлаждения ночью располагается на некоторой высоте над поверхностью почвы в зависимости от характера растительности, высоты покрова и густоты его.

В ясную погоду суточная амплитуда температуры больше, чем в пасмурную. Это вызывается тем, что облака днем задерживают солнечную радиацию, а ночью уменьшают потерю тепла поверхностью земли излучением (рис. 17).

Суточные амплитуды температуры уменьшаются по мере возрастания высоты над поверхностью почвы. Наибольшие амплитуды образуются непосредственно у подстилающей поверхности, так как здесь воздух наиболее нагревается днем и наиболее охлаждается ночью.

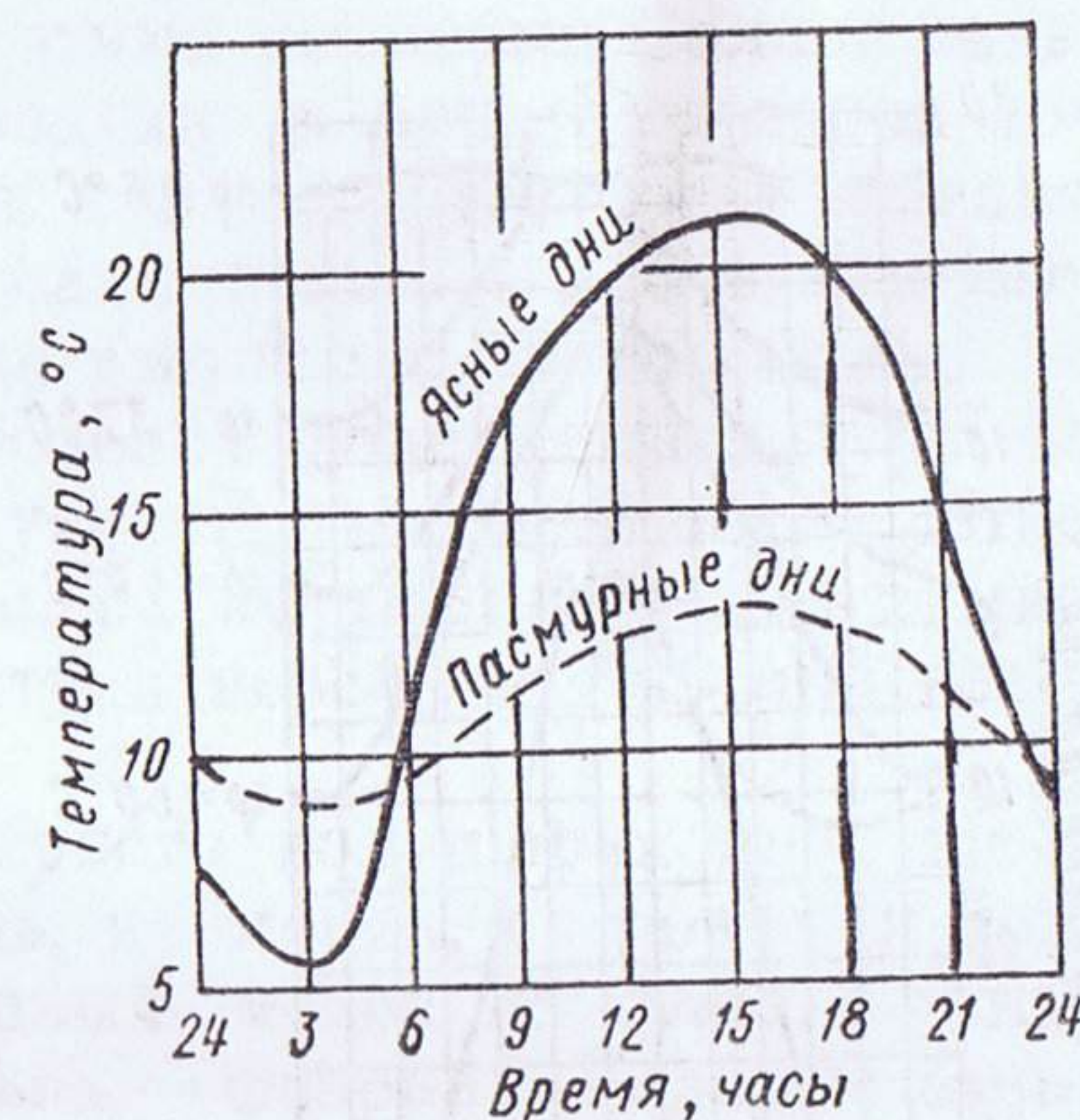


Рис. 17. Суточный ход температуры воздуха в ясные и пасмурные дни в июне в Павловске (под Ленинградом)

В тропосфере суточная амплитуда температуры быстро убывает с высотой и на высоте 2—3 км она определяется всего десятными долями градуса.

Характеристикой годового хода температуры воздуха служит ее годовая амплитуда, представляющая собой разность между средними месячными температурами воздуха самого теплого и самого холодного месяцев в году.

Годовой ход температуры воздуха зависит от нескольких факторов. В первую очередь он зависит от географической

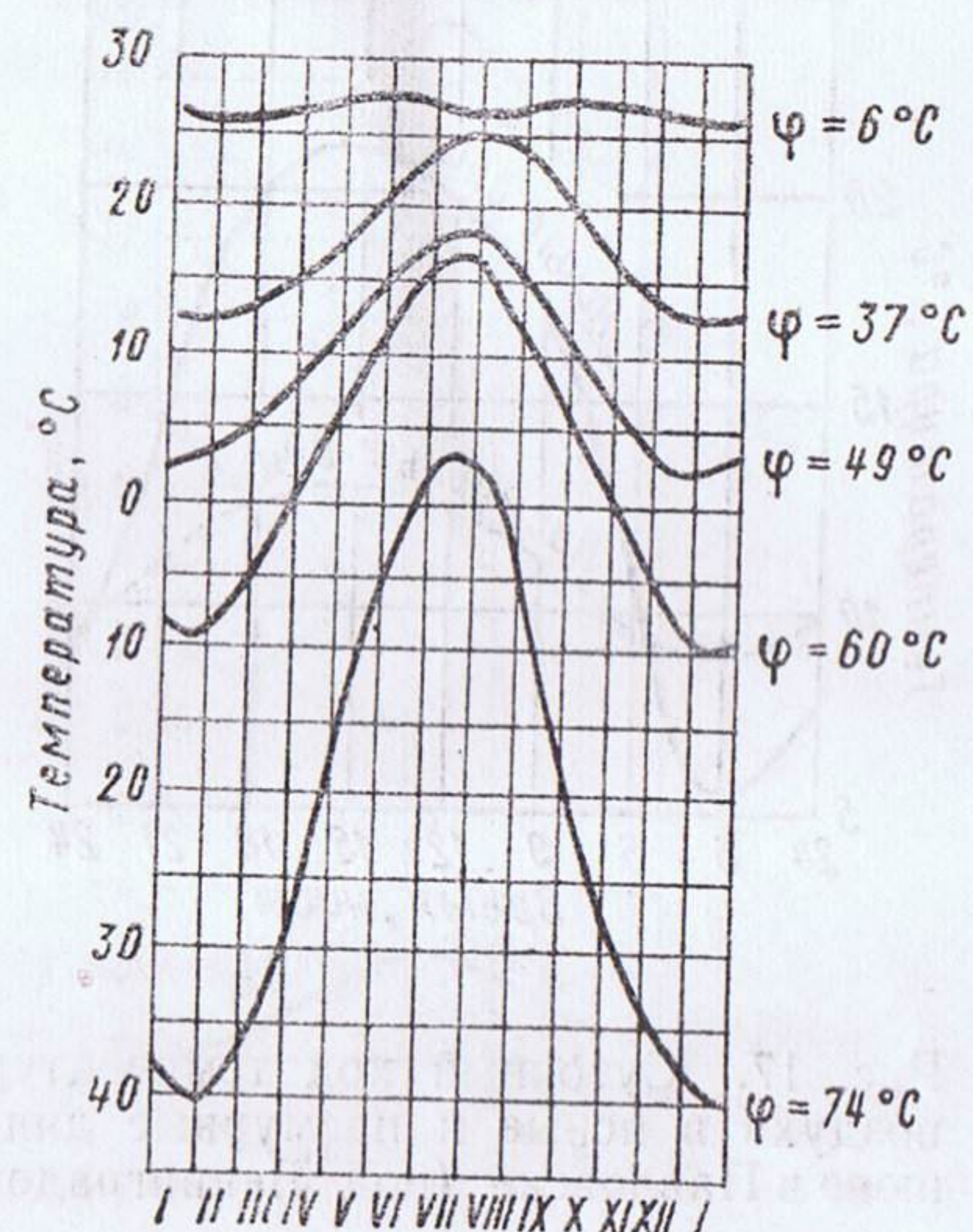


Рис. 18. Годовой ход температуры воздуха в разных широтах

широты, которая обуславливает годовой ход солнечной радиации и земного излучения (рис. 18). Наименьшей величины годовая амплитуда достигает на экваторе, где полуденная высота Солнца над горизонтом в течение года почти не меняется и длина дня равна длине ночи. С увеличением широты эти условия изменяются — полуденные высоты Солнца над горизонтом уменьшаются, увеличивается и разница в длине дня и ночи в течение года. Наибольшей величины годовая амплитуда достигает в полярных широтах. В этих широтах очень суровая продолжительная зима и короткое прохладное лето. Годовая амплитуда на берегах полярных морей достигает 35—40° и более, а на суше 65° (в Северо-Восточной Сибири в Верхоянске средняя температура июля 15°, января — 50°).

Годовой ход температуры воздуха зависит также от рода подстилающей поверхности, т. е. от того, будет ли она поверхностью суши или поверхностью воды. В условиях морского климата годовые колебания температуры малы, так как нагревание и охлаждение воды совершаются медленно. Над сушей, наоборот, годовые колебания температуры велики. Суша в теплое время года нагревается быстрее и значительно, чем море, но зато в холодное время года она быстрее и значительно охлаждается. Поэтому на континентах, по мере удаления от берегов морей и океанов, годовые амплитуды температуры увеличиваются.

На годовой ход температуры воздуха оказывает влияние также высота места над уровнем моря. Годовая амплитуда с высотой уменьшается.

Различают следующие типы годового хода температуры воздуха: экваториальный, тропический, умеренного пояса и полярный.

В экваториальной зоне Солнце два раза в году в полдень бывает в зените — во время весеннего и осеннего равноденствий (20 марта и 23 сентября) и два раза в году в наиболее низком положении — во время летнего и зимнего солнцестояний (21 июня и 22 декабря). С этими высотами Солнца связан и годовой ход температуры воздуха в экваториальной зоне. Наибольшие температуры здесь наблюдаются после весеннего и осеннего равноденствий, а наименьшие — после зимнего и летнего солнцестояний. Годовые амплитуды очень малы.

В тропических широтах в годовом ходе температуры воздуха имеют место один максимум, наступающий после летнего солнцестояния и один минимум, наступающий после зимнего солнцестояния. Годовая амплитуда невелика, но она все же больше, чем на экваторе.

В умеренных широтах северного полушария на суше самый теплый месяц в году июль, на морях, островах и побережьях — август. Самый холодный месяц на суше — январь, на морях, островах и побережьях — февраль. Годовые амплитуды температуры значительны. На побережьях они около 10°, на суше доходят до 60° и выше (Якутск — средняя температура июля 19°, января — 43,5°, годовая амплитуда 62,5°).

Полярные широты характеризуются очень суровой продолжительной зимой и коротким прохладным летом. Годовые амплитуды температуры весьма велики (Верхоянск — средняя температура июля 15°, января — 50°). Самый теплый месяц на суше — июль, на берегах — июль или август. Самый холодный месяц на суше январь, на островах и берегах — февраль, а местами даже март.

27. Распределение температуры по вертикали. Температура воздуха в тропосфере с высотой убывает. Величину уменьшения температуры с высотой характеризует вертикальный градиент температуры. Обычно его рассчитывают в градусах на 100 м высоты. Он не остается постоянным. Величина его зависит от времени года, типа воздушной массы и т. д.

Если воздушная масса поднимается, то она адиабатически охлаждается. При таком охлаждении убывание температуры воздушной массы идет на 1° на каждые 100 м поднятия в случае, если поднимающийся воздух не будет насыщен паром. Это понижение температуры с высотой называется адиабатическим градиентом температуры для ненасыщенного воздуха, или сухоадиабатическим градиентом температуры. В случае

поднятия насыщенного паром воздуха понижение температуры его с высотой будет меньше. Более медленное убывание температуры в данном случае объясняется тем, что при адиабатическом охлаждении насыщенного воздуха часть водяного пара при поднятии воздуха конденсируется, при этом освобождается скрытая теплота парообразования, которая противодействует падению температуры, вызываемому затратой тепла на работу расширения при поднятии воздушной массы. Величина понижения температуры насыщенного паром воздуха на каждые 100 м поднятия называется *влажноадиабатическим градиентом*. Он зависит от температуры и давления воздуха. При высокой температуре влажноадиабатический градиент мал. При понижении температуры он увеличивается и приближается постепенно к сухоадиабатическому градиенту. Так, при давлении 760 мм и температуре 30° влажноадиабатический градиент равен 0,4°; при 0° он возрастает до 0,6°, а при температуре —30° его величина доходит до 0,9°.

Адиабатическое охлаждение воздуха при восходящем движении его является главной причиной образования облаков и осадков.

При опускании воздушная масса попадает в слои с более высоким давлением и вследствие этого происходит ее сжатие и адиабатическое нагревание. Повышение температуры воздуха в данном случае идет на 1° на каждые 100 м опускания. Это повышение температуры приводит к удалению водяного пара от состояния насыщения и воздух при опускании становится относительно более сухим.

При некоторых условиях в тропосфере наблюдаются случаи повышения температуры с высотой. Особенно часто эти явления бывают в нижних слоях воздуха. Они носят название *нижних инверсий температуры*.

В приземном слое воздуха инверсии часто образуются ночью в ясную, сухую, тихую погоду. При таких условиях поверхность земли сильно охлаждается излучением, и это охлаждение передается прилегающему слою воздуха. Слои же, расположенные выше, охлаждаются меньше и поэтому температура с высотой растет. Такая инверсия называется *приземной радиационной инверсией*. Она обычно исчезает утром вследствие прогрева почвы и нижнего слоя воздуха.

Ветер уменьшает охлаждение воздуха снизу, так как при ветре к поверхности почвы подводится свежий, менее охлажденный воздух. Поэтому ветер ослабляет инверсию или даже разрушает ее.

Ночью значительные инверсии образуются в котловинах, долинах, ложбинах, вследствие стекания со склонов холодного воздуха и накопления его на дне их. Теплый воздух при этом вытесняется кверху.

Приземные инверсии температуры возникают также при движении теплого воздуха над холодной поверхностью земли. Нижние слои воздуха при этом охлаждаются, слои же, лежащие выше, остаются теплыми.

Весной инверсии образуются при вторжениях теплых масс воздуха, вызывающих таяние снега. На это таяние расходуется тепло, ввиду чего температура нижних слоев воздуха понижается. Инверсии, создающиеся при таких условиях, называются *весенними* или *инверсиями снеготаяния*.

28. Влияние растительного покрова на температуру воздуха. Если почва покрыта травянистым покровом, то днем солнечная радиация поглощается не поверхностью почвы, а поверхностью листьев. Ночью же эта поверхность непосредственно излучает тепловую энергию. Поэтому в дневные часы температура у поверхности сплошного растительного покрова выше температуры воздуха, а в ночные часы ниже. Вверх и вниз от этой поверхности днем температура убывает, ночью возрастает.

Особенно значительно влияет на температуру воздуха лес. Он понижает ее под своим пологом. В условиях лесостепи, под пологом дубрав, средние месячные температуры в лесу, в теплое время года ниже, чем в поле, причем наибольшие разницы падают на июнь и июль, за которые они доходят до 1° и более. Амплитуды колебаний температуры в лесу меньше, чем в поле. Лес несколько сглаживает колебания температуры воздуха, понижая максимальные дневные температуры и повышая минимальные температуры ночью.

29. Весенние и осенние заморозки и меры борьбы с ними. Очень сильный вред растениям приносят весенние и осенние заморозки, особенно в случае, если они наступают поздней весной или ранней осенью. Обычно заморозки возникают в ясные, тихие ночи, причем наиболее значительными они бывают у поверхности земли. В пониженных местах заморозки более интенсивны и часты, так как в низинах накапливается ночью холодный воздух, стекающий со склонов. При большой облачности и высокой влажности воздуха заморозки маловероятны. Роса и иней несколько ослабляют заморозок, вследствие выделения при их образовании скрытой теплоты, тормозящей дальнейшее понижение температуры. Ветер не благоприятствует образованию заморозка, ввиду того, что при ветре и возникающей, при нем турбулентности происходит перемешивание охлажденного воздуха с более теплым, подтекающим к поверхности земли. У поверхности сухих почв заморозки бывают сильнее, чем у поверхности влажных почв, имеющих более высокую теплоемкость и теплопроводность. На поверхности рыхлых почв, имеющих пониженную теплопроводность, заморозки сильнее, чем на поверхности плотных почв.

В лесу под пологом деревьев, заморозки наблюдаются менее часто, чем в поле, а в некоторые годы их совсем не бывает благодаря тому, что кроны деревьев задерживают тепло, излучаемое почвой. Но на небольших полянах, закрытых со всех сторон густой опушкой, затрудняющей обмен воздуха, заморозки образуются чаще и интенсивность их бывает даже больше, чем в открытом поле.

Практика сельского и лесного хозяйства выработала ряд способов борьбы с заморозками. Из них самым распространенным является дымление, при котором создается завеса, уменьшающая излучение и защищающая растения от охлаждения. Кроме того, при сжигании дымообразующих материалов происходит некоторый обогрев приземного слоя воздуха за счет тепла, выделяемого при сжигании этих материалов. Следует еще отметить, что при дымлении на частицах дыма происходит сгущение водяного пара с выделением скрытой теплоты парообразования. Все это приводит к некоторому повышению температуры поверхности земли и прилегающего к ней слоя воздуха. Дымление производится при помощи дымовых куч. На 1 га заготавливают не менее 50—100 куч. При этом способе защиты удается повысить температуру под пеленой дыма, примерно на 1—2°. В последние годы для создания дымовых завес стали применять специальные дымовые шашки. Для открытого обогрева растений применяются специальные грелки.

Для защиты растений от заморозков используют также разного рода покрывки (из камыша, веток и т. д.).

Глава VI

ВОДЯНОЙ ПАР В АТМОСФЕРЕ

30. Поступление водяного пара в атмосферу. Водяной пар поступает в атмосферу главным образом при испарении воды с поверхности морей и океанов, занимающих около 71% поверхности земного шара. В меньшем количестве водяной пар поступает в атмосферу с поверхности озер, рек, влажной почвы, а также при испарении влаги растениями. Некоторое количество водяного пара поступает при испарении с поверхности снежного покрова и ледников. Испарение идет еще с поверхности капель воды и кристаллов льда, находящихся в воздухе.

При испарении воды наиболее значительно обогащаются водяным паром нижние слои воздуха, прилегающие к испаряющей поверхности. В высокие слои водяной пар проникает главным образом при помощи конвекции и турбулентности и отчасти путем диффузии. Большое значение в распростране-

нии водяного пара имеют ветры, благодаря которым он переносится в горизонтальном направлении на большие расстояния.

Количество водяного пара в воздухе изменяется в зависимости от физико-географических условий местности. Кроме того, содержание водяного пара в воздухе зависит от времени года, времени суток и условий погоды. Ввиду этого количество водяного пара колеблется в воздухе в широких пределах. Он является самой неустойчивой составной частью атмосферы.

31. Упругость насыщенного пара. Водяной пар как и всякий газ, производит давление, которое возрастает с увеличением количества его. Это давление называют *упругостью пара*. Она, как и давление воздуха, измеряется высотой ртутного столба в миллиметрах или в миллибарах. В дальнейшем будем обозначать ее через e .

Упругость водяного пара при данной температуре может возрастать только до некоторого предельного значения E , которое называют *максимальной упругостью пара* или *упругостью насыщения*. При $e < E$ пар называется *ненасыщенным*, при $e = E$ — *насыщенным*.

Упругость насыщенного пара зависит от температуры и быстро растет по мере ее повышения. Она зависит также от формы испаряющей поверхности, т. е. от того будет ли она плоской (например, поверхностью какого-либо водоема), выпуклой (например, поверхность капли) или вогнутой (например, поверхность воды в капиллярах пористого тела). Упругость насыщенного пара над выпуклой поверхностью больше, чем над плоской, причем она повышается с увеличением кривизны поверхности т. е. с уменьшением радиуса капли. При наличии вогнутой поверхности наблюдается обратное явление.

Испарение с поверхности растворов протекает с меньшей интенсивностью, чем при тех же условиях с поверхности дистиллированной воды. Поэтому над поверхностью растворов уменьшается и упругость насыщенного пара. Она будет также меньше и над каплями воды, находящимися в воздухе, в случае, если они состоят не из химически чистой воды, а из воды с примесью солей. Наконец, упругость насыщенного пара над льдом несколько меньше, чем над поверхностью переохлажденной воды при той же температуре.

32. Величины, характеризующие влажность воздуха. Влажность воздуха характеризуют следующие величины:

1. Количество водяного пара, находящегося в 1 м³ воздуха, выраженное в граммах. Эта величина называется *абсолютной влажностью* воздуха. В дальнейшем она выражается через q .

2. *Упругость, или давление, водяного пара* содержащегося в воздухе, выраженная в миллиметрах ртутного столба или миллибарах. Ее также называют абсолютной влажностью e .

Если e выражено в миллиметрах, то между q и e имеется простое соотношение:

$$q = \frac{1,06e}{(1 + \alpha t)} \text{ г/м}^3,$$

где α — коэффициент расширения газов, равный 0,00366, t — температура воздуха.

Если влажность и давление воздуха выражено в миллибарах, то:

$$q = \frac{0,8e}{(1 + \alpha t)} \text{ г/м}^3$$

3. Отношение упругости водяного пара, содержащегося в воздухе, к упругости насыщенного пара при той же температуре. Эта величина называется *относительной влажностью воздуха*. Ее выражают в процентах. Она в дальнейшем обозначается через r . Таким образом:

$$r = \frac{e}{E} \cdot 100.$$

Так, при температуре 20° и при абсолютной влажности 6,1 мб, упругость насыщенного пара $E = 23,4$ мб, а относительная влажность $r = 26\%$. Максимальная упругость пара в данном случае берется по температуре воздуха из таблицы (см. приложения).

Если абсолютная влажность e остается без изменений, относительная влажность в этом случае растет или убывает в зависимости от роста или падения температуры, так как при этих изменениях температуры изменяется упругость насыщенного пара.

4. *Дефицит влажности*, или недостаток насыщения, т. е. разность между упругостью насыщенного пара при данной температуре и действительной упругостью его. Эта величина обычно обозначается через d , так что:

$$d = E - e.$$

5. *Точки росы* (τ), т. е. температура, при которой находящийся в воздухе пар достигает насыщения. Чтобы определить ее, надо в таблице максимальной упругости пара (в приложениях) найти максимальную упругость, равную абсолютной влажности и взять температуру, которой она соответствует. В примере, приведенном выше, абсолютная влажность, равная 6,1 мб, соответствует максимальной упругости при температуре 0°. Эта температура и является в данном случае точкой росы.

33. *Методы измерения влажности воздуха*. Для измерения влажности воздуха служат психометры, описанные в § 25.

Вычисление абсолютной влажности воздуха (e) производится по следующей формуле

$$e = E_1 - Ap(t - t_1),$$

где E_1 — максимальная упругость пара при температуре смоченного термометра, t — температура воздуха, t_1 — температура смоченного термометра, p — давление воздуха, A — коэффициент, зависящий от скорости ветра.

Для обыкновенного психометра, который помещается в психометрической будке, $A = 0,0008$, а для аспирационного психометра $A = 0,00066$. По найденной величине абсолютной влажности определяют другие величины, характеризующие влажность воздуха.

На метеорологических станциях определение влажности воздуха обычно производится при помощи специальных психометрических таблиц, по показаниям сухого и смоченного термометров.

По психометру влажность воздуха измеряется только в теплое время года. В зимнее время показания психометра становятся малонадежными. Поэтому в холодное время года для определения влажности воздуха пользуются другим прибором, называемым *гигрометром* (рис. 19).

Главной частью его является обезжиренный человеческий волос. Один конец волоса прикреплен неподвижно к верхней части металлической рамы, другой закреплен на дужке. К оси дужки прикреплена стрелка, около которой имеется шкала с делениями от 0 до 100%. Гигрометр основан на свойстве волоса изменять свою длину при изменении влажности. При повышении влажности волос гигрометра удлиняется, при понижении укорачивается. Эти движения передаются стрелке, которая и показывает по шкале значения относительной влажности воздуха в процентах.

Зная температуру и относительную влажность можно по формуле $e = \frac{rE}{100}$ определить абсолютную влажность воздуха.

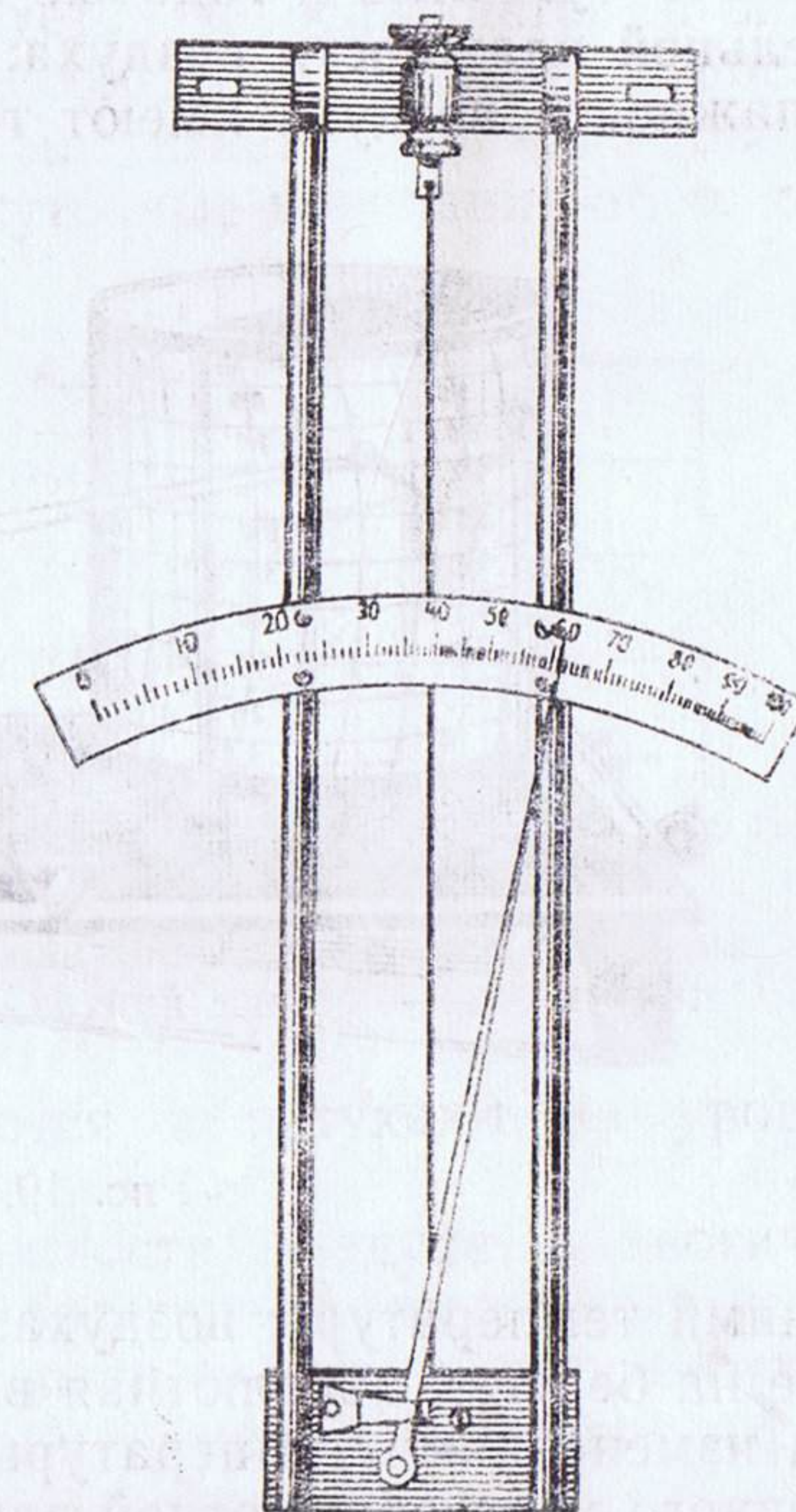


Рис. 19. Волосной гигрометр

ха. Устанавливается гигрометр в психрометрической будке вместе с психрометром.

Для непрерывной записи изменений относительной влажности воздуха служит гигрограф (рис. 19, а).

Приемником этого прибора является пучок обезжиренных волос, натянутых между стойками. Укорачивание или удлинение этого пучка передается стрелке с пером на конце, которая чертит на ленте, накрученной на вращающийся барабан, кривую влажности воздуха.

34. Суточные и годовые колебания абсолютной и относительной влажности воздуха. Суточные колебания абсолютной влажности воздуха имеют тесную связь с суточными колеба-

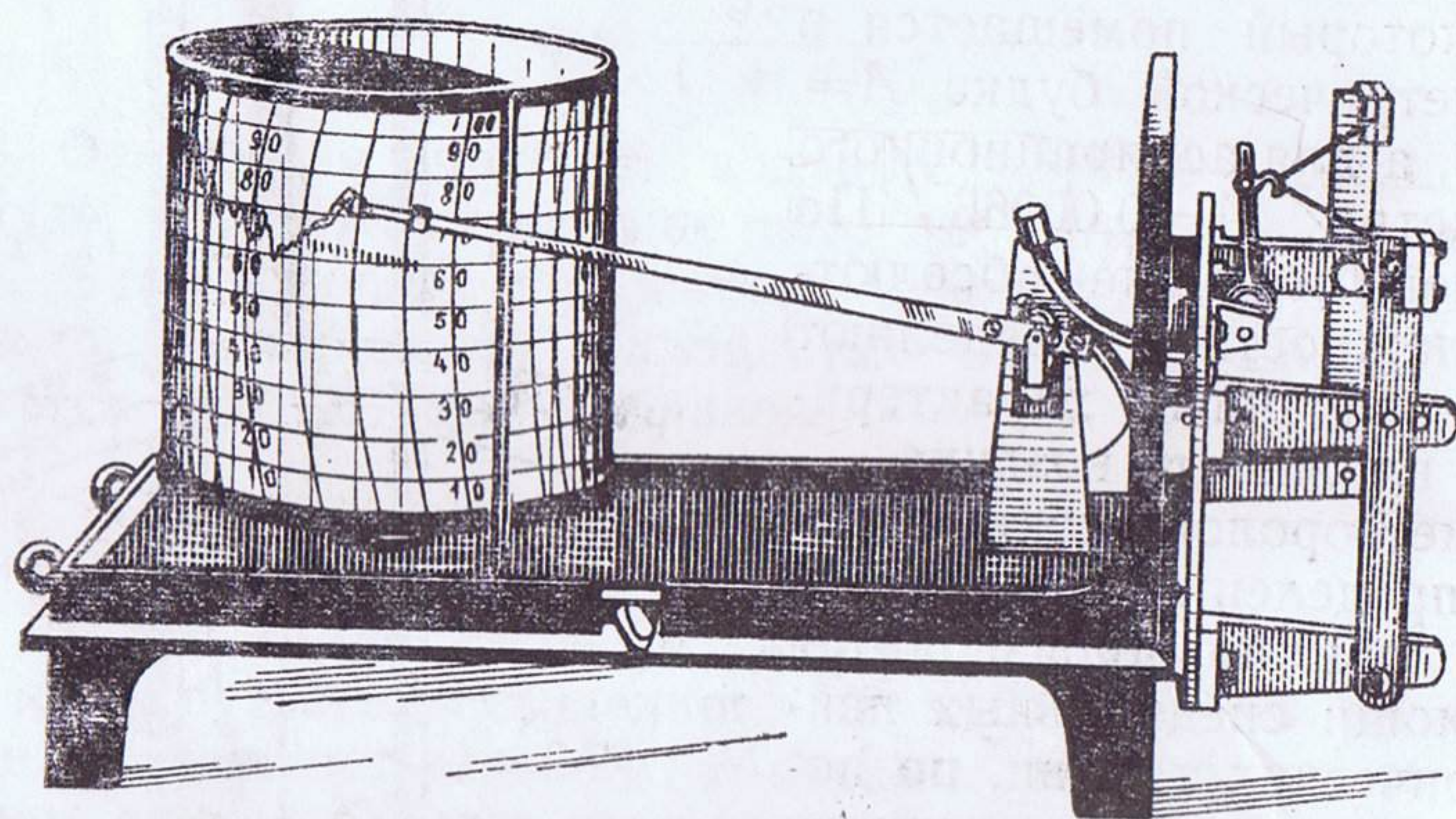


Рис. 19, а. Гигрограф

ниями температуры воздуха. Над морями и океанами, а также на берегах абсолютная влажность в течение суток следует за изменениями температуры (рис. 20, б). Такая же связь суточного хода абсолютной влажности с температурой обнаруживается и на материках в холодное время года. Во всех этих случаях наибольшие значения абсолютной влажности воздуха приходятся на время наступления наибольшей температуры, т. е. на 14—16 часов, а наименьшие значения — на время около восхода Солнца, когда температура достигает минимума.

Внутри континентов в теплое время года суточный ход абсолютной влажности принимает другой характер (рис. 20, а). Около времени восхода Солнца наблюдается минимум влажности, затем она растет и достигает максимума около 8—9 часов; далее влажность воздуха снижается, доходя до минимума в 14—14 часов, затем снова повышается и достигает максимума около 20—21 часа, после чего влажность опять понижается до утреннего минимума. Падение абсолютной влажности в дневные часы объясняется вертикальным обменом, при

котором обогащенный паром воздух у земной поверхности перемещается вверх, а на его место приходит более сухой воздух. Так как вертикальный обмен наибольшего развития достигает около 14—16 часов, то на это время падает и минимум абсолютной влажности. После 14—16 часов вертикальный обмен ослабевает и влажность воздуха в нижних слоях, благодаря притоку пара, начинает возрастать до второго максимума, наступающего около времени захода Солнца. После захода Солнца температура воздуха начинает быстро понижаться и часть водяного пара конденсируется и осаждается в виде росы и тумана. В связи с этим абсолютная влажность после захода Солнца уменьшается и достигает минимума около времени восхода его. С высотой суточные колебания абсолют-

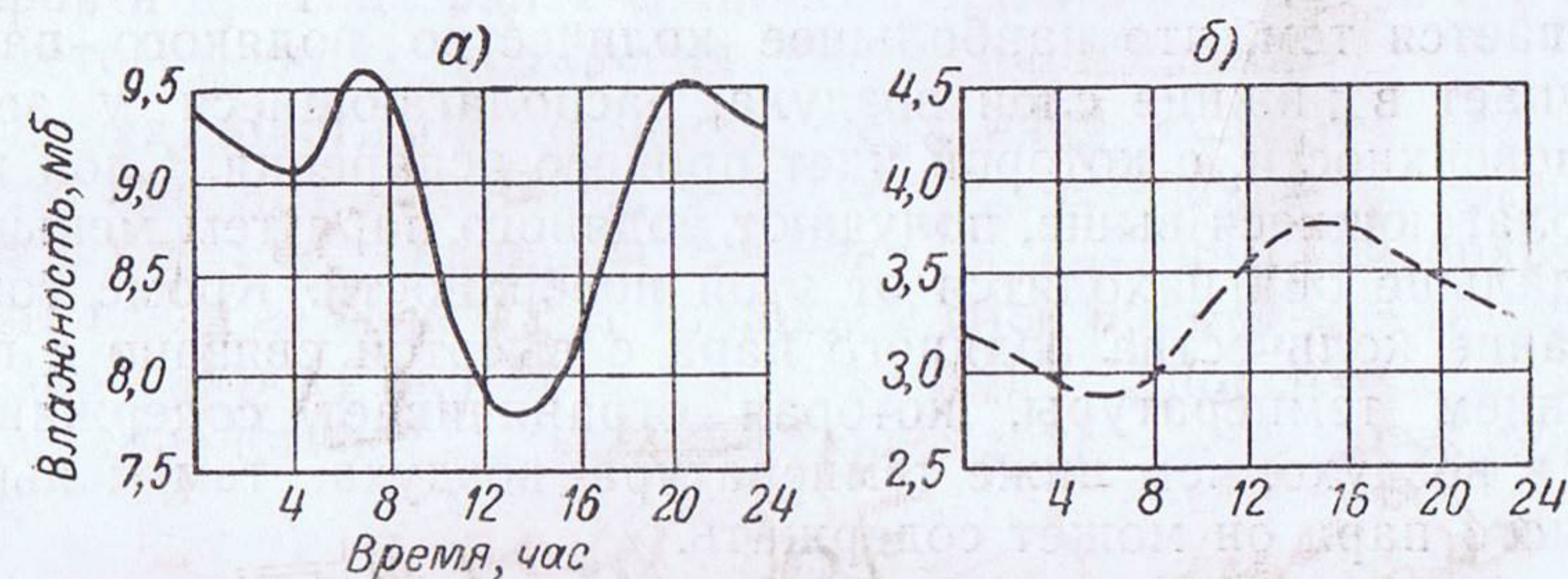


Рис. 20. Суточный ход абсолютной влажности в Нукусе (Средняя Азия, низовья р. Аму-Дарьи): а — летний тип; б — зимний тип

ной влажности воздуха понижаются и затухают на уровне 2—3 км.

Годовой ход абсолютной влажности воздуха аналогичен годовому ходу температуры. Наибольшие значения ее в годовом ходе приходятся на самый теплый месяц в году — июль, наименьшие — на самый холодный — январь, местами — февраль.

Суточные колебания относительной влажности воздуха зависят главным образом от температуры воздуха. При повышении температуры водяной пар удаляется от состояния насыщения, при понижении приближается к нему. Это наглядно видно из формулы относительной влажности

$$r = \frac{e}{E} \cdot 100.$$

Днем при повышении температуры воздуха абсолютная влажность e и упругость насыщенного пара E растут, но E растет быстрее, чем e , вследствие чего отношение, т. е. относительная влажность, уменьшается. Напротив, ночью в связи с понижением температуры относительная влажность возрастает.

Таким образом, суточный ход относительной влажности воздуха обратен суточному ходу температуры. Минимум относительной влажности на равнинах наступает около 14—16 часов, когда температура наибольшая, максимум же наступает утром, около времени восхода Солнца, когда температура наименьшая.

Годовой ход относительной влажности на равнинах также обратен годовому ходу температуры воздуха. Наибольшие средние месячные значения ее приходятся на холодное время года, наименьшие — на период май—сентябрь.

35. Распределение водяного пара в атмосфере. Количество водяного пара быстро убывает с высотой. На высоте более 8 км тропосфера очень бедна водяным паром. Это явление вызывается тем, что наибольшее количество водяного пара поступает в нижние слои воздуха, располагающиеся у земной поверхности, с которой идет процесс испарения. Слои же располагающиеся выше, получают водяного пара тем меньше, чем дальше они находятся от этой поверхности. Кроме того, убывание количества водяного пара с высотой связано с понижением температуры, которая ограничивает содержание пара в воздухе; чем ниже температура воздуха, тем меньше водяного пара он может содержать.

Относительная влажность воздуха несколько возрастает до высоты 0,5—1,5 км, а затем медленно убывает. На уровне облачных слоев она несколько увеличивается, а затем над облачными слоями снова падает.

36. Влияние растительного покрова на влажность воздуха. Растительный покров, особенно в ясную, тихую погоду, оказывает большое влияние на влажность воздуха. Внутри покрова создается повышенная влажность воздуха, так как растения испаряют много воды и этим способствуют обогащению водяным паром приземного слоя воздуха. Повышению абсолютной влажности способствует еще и то, что растительный покров значительно уменьшает скорость ветра и затрудняет вертикальный обмен влажного воздуха с более сухим, находящимся над растительным покровом. Особенно заметно влияет на влажность воздуха лес.

Абсолютная влажность воздуха в лесу в теплое время года выше, чем в поле, но в зимнее время разницы почти не обнаруживается. В лесостепной зоне в дубраве (Шипов лес Воронежской области) средние месячные значения абсолютной влажности в летние месяцы выше, чем в поле, на 1 мб. В большей мере сказывается влияние леса на относительную влажность. В той же дубраве, благодаря пониженной температуре воздуха, относительная влажность воздуха за летние месяцы на 10—14% больше, чем в поле.

37. Испарение с поверхности воды. Водяной пар поступает в атмосферу в процессе испарения влаги. Этот процесс весьма сложен. Интенсивность его зависит от многих факторов. Если испарение идет с водной поверхности, интенсивность в сильной степени определяется метеорологическими и климатическими условиями. Если же испарение идет с поверхности почвы, то помимо влияния метеорологических условий, на процесс испарения оказывают большое влияние физические свойства самой почвы, состояние ее поверхности, рельеф, растительный покров и др. Еще более сложным с количественной стороны является процесс испарения влаги растениями.

Характеристикой процесса испарения является его скорость, или интенсивность, т. е. количество воды в граммах, испаряющееся в единицу времени с единицы поверхности. Чаще всего ее выражают толщиной слоя воды в миллиметрах.

Зависимость скорости испарения (V) с поверхности воды от метеорологических условий выражается следующей формулой:

$$V = k \frac{E_1 - e}{p},$$

где k — коэффициент, зависящий от скорости ветра, E_1 — упругость насыщенного пара при температуре испаряющей поверхности, e — упругость пара, находящегося в воздухе над поверхностью воды, p — атмосферное давление.

Так как в приведенную формулу входит упругость насыщенного пара, которая берется по температуре испаряющей поверхности, то эта формула устанавливает также зависимость скорости испарения от температуры. Имеются и другие формулы испарения.

Из приведенной формулы видно, что при повышении температуры испаряющей поверхности и возрастания дефицита влажности, скорость испарения увеличивается. Ветер усиливает испарение. Скорость испарения обратно пропорциональна атмосферному давлению.

Испарение имеет суточный ход, который наиболее резко выражен в теплое время года. В зимние месяцы суточный ход испарения проявляется в очень слабой степени. Наибольшее испарение происходит в околополуденные часы, на которые приходятся максимальные значения температуры, дефицита влажности и скорости ветра. В эти же часы создается и повышенная турбулентность. Вечером и ночью испарение сокращается и достигает минимума около времени восхода Солн-

ца, когда наблюдается наиболее низкая температура, наименьший дефицит влажности и затишье. Таким образом, суточные изменения испарения следуют за изменениями температуры, дефицита влажности и скорости ветра.

38. Испарение с поверхности почвы. Испарение с поверхности почвы в большой степени зависит от метеорологических условий, а также от влажности почвы, структуры и механического состава ее, состояния поверхности, рельефа, характера растительного покрова и других факторов.

Подача воды к испаряющей поверхности совершается в почве по капиллярам. Капиллярное же поднятие определяется размером сечений почвенных капилляров, которые в свою очередь зависят от размеров почвенных частиц. Чем мельче почвенные частицы, тем меньше будут диаметры почвенных капилляров. По более же узким капиллярам вода поднимается выше и интенсивнее, чем по широким, а потому пылеватая или плотная почва теряет влагу через испарение больше, чем рыхлая комковатая почва, имеющая широкие капилляры. Поэтому рыхление верхнего слоя почвы, содержащей влагу, приводит к нарушению капиллярной системы и значительно сокращает потерю воды почвой через испарение.

Интенсивность испарения зависит также от рода почвы. Она будет различной у песчаных и глинистых почв. Водоподъемная способность песка по сравнению с глиной невелика. Она тем меньше, чем крупнее будут частицы песка, а при диаметре песчинок более 2 мм эта способность песка практически отсутствует. Поэтому испарение воды с поверхности песка незначительно. Оно еще более сокращается при высыхании верхнего слоя песка.

На испарение влаги почвой влияет ее цвет, так как от цвета почвы зависит температура испаряющей поверхности. При прочих равных условиях испарение со светлой поверхности протекает менее интенсивно, так как такая поверхность отражает в значительной степени солнечную радиацию и ввиду этого меньше нагревается по сравнению с черной поверхностью; последняя значительную долю падающей энергии поглощает и поэтому более сильно нагревается.

Большое влияние на испарение оказывает рельеф. На возвышенных местах испарение протекает более интенсивно, чем в долинах, котловинах и ложбинах, где создается ослабленная циркуляция воздуха. Испарение на склонах зависит от их экспозиции. Наиболее значительное испарение наблюдается на склонах южной экспозиции, которые сильнее прогреваются, чем склоны других экспозиций.

При рассмотрении испарения следует различать два понятия: испарение и испаряемость. *Испаряемость* есть количество влаги в миллиметрах, которое могло бы испариться с хорошо

увлажненной поверхности почвы при существующих в данной местности климатических условиях. Для районов с переувлажненной почвой, а также для водной поверхности величины испаряемости будут близки к величинам действительного *испарения*. Если же таких условий нет, то величины действительного испарения будут меньше испаряемости, причем разница будет тем больше, чем суше почва. Так, в Волгограде, находящемся в степной зоне, где почва недостаточно увлажнена, испарение с земной поверхности за год определяется в 285 мм, а испаряемость в 1000 мм.

Для измерения испарения служат приборы различных конструкций, называемые *испарителями*.

39. Влияние растительного покрова на испарение. Растительный покров оказывает большое влияние на испарение воды почвой. При наличии его испарение влаги непосредственно с поверхности почвы значительно сокращается. Растительный покров защищает почву от нагревания, вследствие чего температура поверхности почвы под растительным покровом ниже, чем обнаженной поверхности. Кроме того, растительный покров повышает влажность воздуха и уменьшает дефицит влажности под своим пологом. Наконец, растительный покров значительно сокращает скорость ветра и уменьшает турбулентный обмен у земной поверхности. Особенно сильно ослаблен процесс испарения влаги в лесу, в котором испарение с поверхности почвы еще более сокращается, благодаря лесной подстилке. Наблюдения показывают, что испарение с поверхности лесной почвы в 2—3 раза меньше, чем с поверхности почвы в открытом месте.

Таким образом, при наличии растительности испарение с поверхности почвы уменьшается. Однако, сами растения испаряют много воды, которую они берут из почвы в том слое ее, где располагается корневая система, и этим сушат почву. Ввиду этого общее испарение влаги почвой вместе с растениями или суммарное испарение будет больше, чем испарение одной лишь почвой, лишенной растительности.

Деревья в лесу испаряют много воды. Однако в лесостепной зоне иссушения почвы под лесом все же не наблюдается, так как в этой зоне лесная почва вследствие большого влагонакопления и сокращения стока в среднем за год получает больше влаги, чем полевая почва. В лесной же зоне, где осадков выпадает больше и грунтовые воды залегают неглубоко, лес, испаряя много влаги за счет этих вод, понижает их уровень и влияет на разболачивание почвы. Наоборот, вырубка леса в лесной зоне, способствующая снижению расхода влаги испарением, может вызвать заболачивание участков, на которых лес раньше произрастал.

СГУЩЕНИЕ ВОДЯНОГО ПАРА

40. Причина сгущения водяного пара. Водяной пар достигает насыщения при охлаждении воздуха до точки росы, т. е. до температуры, при которой упругость водяного пара становится равной упругости насыщенного пара. При дальнейшем понижении температуры ниже точки росы, упругость водяного пара уже превышает упругость, необходимую для насыщения, и тогда он будет перенасыщать пространство. При таких условиях избыток водяного пара сгущается, образуя мельчайшие капли воды или кристаллы льда, из которых создаются облака, а также различные виды жидких и твердых осадков. Охлаждение воздуха ниже точки росы является главной причиной сгущения водяного пара. Все другие процессы, приводящие к сгущению водяного пара, не имеют какого-либо значения, так как без охлаждения воздуха сгущение пара наблюдается весьма редко.

Охлаждение воздуха ниже точки росы, приводящее к конденсации водяного пара и образованию осадков, может происходить:

- 1) при соприкосновении воздуха с поверхностью земли или поверхностью растительного покрова, а также с земными предметами, охлажденными излучением или предшествовавшими холодами;
- 2) при охлаждении влажного воздуха вследствие непосредственного излучения им тепла;
- 3) при смешении двух воздушных масс, насыщенных паром, но имеющих различные температуры. Однако, такое смешение дает очень мало осадков. У земной поверхности при смешении образуется слабый туман, а если оно происходит на некоторой высоте, то в данном случае возможно образование легких облаков;
- 4) при адиабатическом охлаждении воздуха во время его подъема. Это охлаждение является наиболее важной причиной сгущения водяного пара.

Для сгущения водяного пара, кроме охлаждения воздуха, необходимо присутствие в нем твердых, жидких или газообразных частиц, на которые должны оседать молекулы водяного пара. Эти частицы носят название *ядер конденсации*. Воздух может охладиться значительно ниже точки росы, но сгущения может и не произойти, если воздух чист и не содержит ядер конденсации.

Однако не всякие частицы веществ могут быть ядрами конденсации. Наиболее активными ядрами являются частицы, способные растворяться в воде. Такими ядрами могут

быть морские соли, попадающие в воздух при разбрызгивании морской воды. Это разбрызгивание особенно значительно происходит при сильных порывистых ветрах, а также во время прибоев. Капли воды, попадающие в воздух с поверхности морей и океанов, затем испаряются, а соли, которые были растворены в них, остаются в воздухе в виде мелких солевых кристаллов. Эти кристаллы затем измельчаются, и, таким образом, из одной капли морской воды поступает не одна солевая частица, а большое количество их. Полагают, что моря и океаны являются основными источниками ядер конденсации водяного пара, особенно в зимний период, когда усиливаются штормы и создается более интенсивная циркуляция атмосферы.

При помощи ветра ядра конденсации распространяются на огромные расстояния, а при помощи турбулентных движений и восходящих токов они проникают в высокие слои тропосферы, где играют большую роль в образовании облаков и осадков.

41. Первичные продукты сгущения водяного пара. Первичными продуктами сгущения водяного пара являются капельки воды или капельки тумана и ледяные кристаллы. Образующиеся при сгущении капельки тумана очень малы; диаметр их определяется тысячными долями миллиметра, и только при благоприятных условиях он может достигать 0,05 мм и более. Капельки тумана, особенно мелкие, могут в воздухе сохраняться в жидком виде до температуры -20° , а иногда до -30° и даже ниже. В этом случае они находятся в переохлажденном состоянии. Переохлаждению капель отчасти способствуют частицы морских солей, которые являются ядрами конденсации. Сгущение пара на них дает капельки в виде соляного раствора, замерзание которого происходит при температуре ниже 0° .

Водяной пар может переходить при низких температурах из газообразного состояния сразу в твердое, минуя жидкую фазу. Такой переход называется *сублимацией*, а ядра, на которых происходит переход пара в лед, называются ядрами сублимации. При сублимации образуются ледяные кристаллы различных форм: в виде шестигранных призм, столбиков или игл, шестиугольных пластинок, шестилучевых снежных звездочек различных форм (рис. 21).

Ледяные частицы могут образоваться и путем замерзания переохлажденных капель воды; при прочих равных условиях ранее всего замерзают наиболее крупные капли.

Из перечисленных продуктов конденсации — мельчайших капелек воды и ледяных кристаллов — состоят облака и туманы, представляющие скопление этих продуктов в атмосфере.

42. Туманы. Если конденсация водяного пара происходит у поверхности земли или воды, то скопления продуктов такой конденсации образуют явление, называемое *туманом*.

Туманы состоят из мельчайших капелек воды. При низких температурах, порядка -40° и ниже, туман может образоваться из кристаллов льда. Имеют место и смешанные туманы, состоящие из кристаллов льда и капель воды. Чаще всего они возникают при температуре -20° и ниже. Различают радиационные и адвективные туманы.

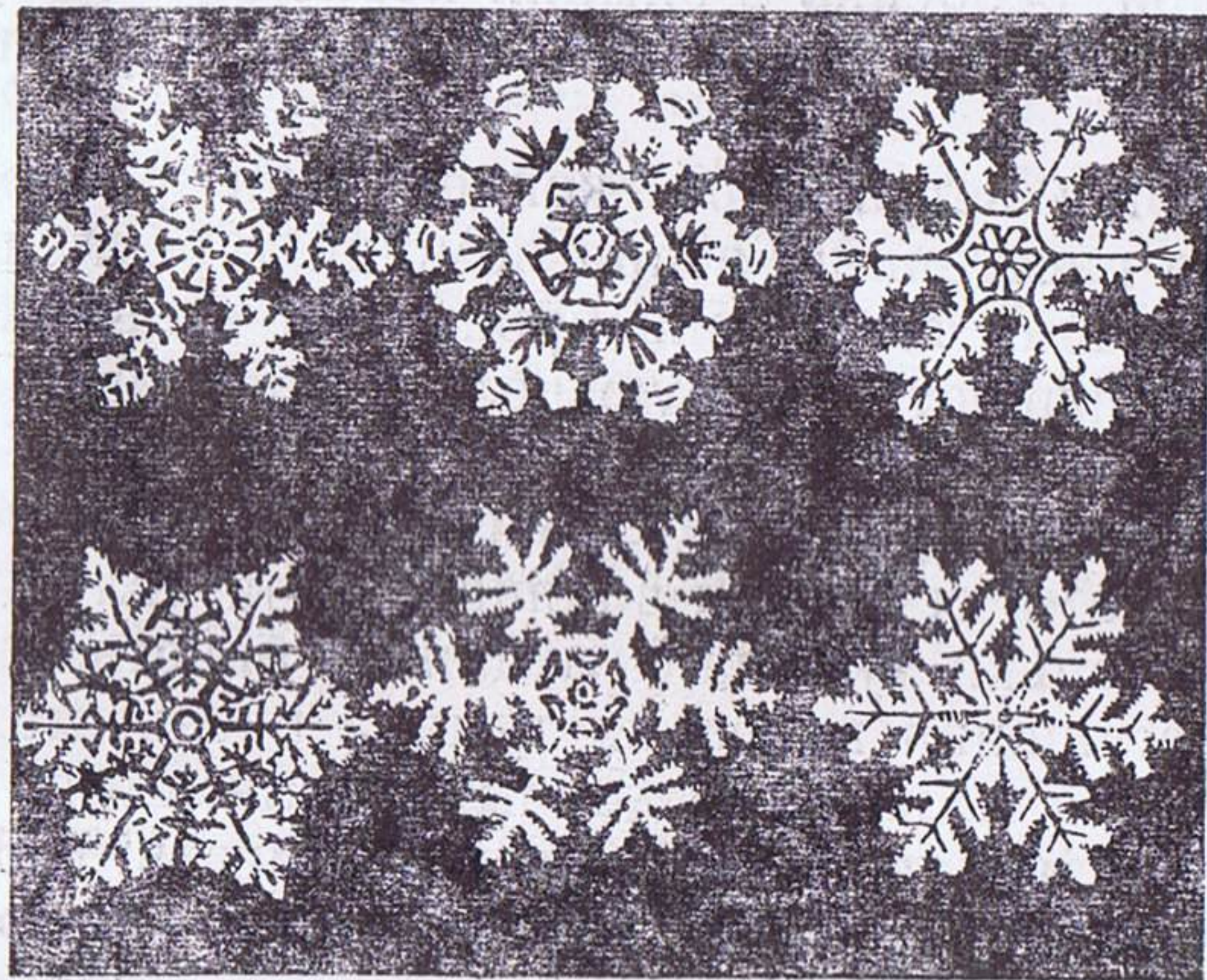


Рис. 21. Различные формы снежинок при 12—18-кратном увеличении

Радиационные туманы образуются при ночном охлаждении поверхности земли и воздуха путем излучения. Если температура приземного слоя воздуха при таком охлаждении понизится до точки росы и ниже, то в этом слое начинается конденсация водяного пара, дающая туман.

Радиационные туманы возникают в ясную, тихую погоду в виде расстилающейся над землей пелены; после восхода Солнца они обычно рассеиваются. При наличии густой растительности радиационные туманы усиливаются. Особенно значительны они бывают на сырых лугах. В пониженных местах — ложбинах, долинах, котловинах — туманы бывают чаще, так как эти места ночью способствуют стеканию и застою в них холодного воздуха. Наиболее сильные радиационные туманы наблюдаются осенью и весной.

Адвективные туманы возникают поздней осенью, зимой или ранней весной при перемещении теплого, влажного воздуха над охлажденной подстилающей поверхностью. При таких условиях нижний слой воздуха охлаждается, а затем это

охлаждение путем турбулентного перемешивания распространяется на более высокие слои. Чаще всего адвективные туманы образуются при сплошной низкой облачности, высоких значениях относительной влажности воздуха и слабых ветрах. Густые адвективные туманы возникают на морях и берегах в теплое время года при движении воздуха с теплой суши на более холодное море. Сильные туманы создаются при вторжении в холодное время года на сушу теплого морского воздуха.

Над реками и озерами могут возникать так называемые *туманы испарения*. Они образуются в случае, когда испарение происходит с теплой водной поверхности и пар поступает в холодный воздух. Обычно туманы испарения наблюдаются над реками и озерами осенью. Зимой такие туманы часто создаются над незамерзающими морями.

В лесу во время тумана на стволах, сучьях и ветвях деревьев осаждается некоторое количество влаги. Особенно много ее образуется в лесах, произрастающих в местностях, где часто возникают туманы.

43. Образование облаков. Главной причиной образования облаков являются восходящие движения воздуха. При таких движениях воздух адиабатически охлаждается и водяной пар, содержащийся в нем, достигает насыщения и сгущается.

При образовании облаков первичными частицами чаще всего являются капли воды. Если облака образуются в слое с температурой ниже 0° , то они состоят из переохлажденных капель воды. Облака, состоящие из капель воды, называются *водяными*. При достаточно низких отрицательных температурах облака состоят из кристаллов льда. Такие облака называются *ледяными, или кристаллическими*. Облака также могут состоять одновременно из переохлажденных капель воды и кристаллов льда. Они называются *смешанными*. Вертикальная мощность этих облаков велика, особенно в случае длительного их существования. Она значительно превосходит мощность водяных и ледяных облаков.

Мельчайшие капельки воды и кристаллы льда, из которых состоят облака, имеют ничтожный вес. Скорость падения их очень мала и достаточно слабого восходящего движения воздуха для того, чтобы заставить капельки воды и кристаллы льда плавать в воздухе или даже подниматься вверх. При помощи же ветра облака перемещаются в горизонтальном направлении.

Высота облаков летом больше, чем зимой. По мере продвижения в высокие широты она уменьшается. Вертикальная мощность облаков различна. В некоторых облаках мощность может достигать до 4—6 км, а в низких широтах в отдельных случаях — до 8—10 км и более.

44. Классификация облаков и описание их основных форм. Для метеорологических наблюдений принята классификация облаков по их внешнему виду, или морфологическая классификация. Согласно этой классификации облака делятся на 4 яруса (семейства): три яруса в зависимости от высоты основания облаков (верхний, средний и нижний); к четвертому ярусу относятся облака в виде отдельных масс, значительно простирающихся по вертикали. Их основание обычно находится в нижнем ярусе, а вершина — часто в среднем или верхнем ярусе. По внешнему виду различают 10 основных форм (родов) облаков. Распределение этих форм по ярусам приведено ниже.

I. Облака верхнего яруса

(Высота основания выше 6 км)

- | | |
|---|----|
| 1. Перистые — Cirrus (циррус) | Ci |
| 2. Перисто-кучевые — Cirrocumulus (циррокумулюс) | Cc |
| 3. Перисто-слоистые — Cirrostratus (цирростратус) | Cs |

II. Облака среднего яруса

(Высота основания 2—6 км)

- | | |
|---|----|
| 4. Высоко-кучевые — Altocumulus (альтокумулюс) | Ac |
| 5. Высоко-слоистые — Altostratus (альтостратус) | As |

III. Облака нижнего яруса

(Высота основания ниже 2 км)

- | | |
|--|----|
| 6. Слоисто-кучевые — Stratocumulus (стратокумулюс) | Sc |
| 7. Слоистые — Stratus (стратус) | St |
| 8. Слоисто-дождевые — Nimbostratus (нимбостратус) | Ns |

IV. Облака вертикального развития

- | | |
|---|----|
| 9. Кучевые — Cumulus (кумулюс) | Cu |
| 10. Кучево-дождевые — Cumulonimbus (кумулонимбус) | Cb |

Облака верхнего яруса обычно бывают ледяными. Они состоят из ледяных кристаллов: шестиугольных пластинок, столбиков и др. Это тонкие, прозрачные, легкие облака без теней, белого цвета. Солнце сквозь них просвечивает, предметы дают тень.

Облака среднего и нижнего яруса обычно бывают водяными или смешанными. Однако зимой при достаточно низкой температуре облака этих ярусов могут переходить в ледяные.

Облака среднего яруса более плотные, чем перистые. Они могут вызывать вокруг Солнца или Луны цветные венцы. Данное явление представляет дифракцию света, производимую находящимися в воздухе водяными каплями и ледяными кри-

сталлами, из которых состоят эти облака, когда через них проходят лучи Солнца или Луны.

Облака нижнего яруса состоят из мельчайших капелек воды и снежинок, но к ним присоединяются более крупные элементы. Так, в Sc и St к капелькам тумана присоединяются капли, диаметром в 0,05—0,5 мм, которые иногда выпадают в виде мороси. Зимой при низких температурах эти облака могут иметь кристаллическое строение. В этом случае из них выпадают мелкие снежинки или снежные зерна в виде замерзшей мороси. В облака Ns могут входить еще более крупные капли, диаметром от 0,5 до 3—4 мм. В теплое время года эти капли выпадают на землю в виде дождя. В холодное время года облака Ns дают снег. Облака нижнего яруса имеют серый или даже темный цвет; плотность их значительна.

Облака вертикального развития, или облака конвекции, образуются при восходящих токах воздуха. Так как конвекция над сушей в умеренных широтах возникает главным образом в теплое время года, когда воздух значительно прогревается от подстилающей поверхности, то за это время наблюдается и наибольшая повторяемость облаков вертикального развития. Облака конвекции имеют суточный ход. Над сушей летом они появляются утром, достигают наибольшего развития в околополуденные часы, а к вечеру исчезают. Облака вертикального развития типа кучевых состоят из капельно-жидких частиц. Вершина кучево-дождевых облаков имеет кристаллическое строение.

Иначе возникают слоистые облака. Они образуются при охлаждении нижнего влажного слоя воздуха или вследствие излучения, или благодаря соприкосновению его с более холодной поверхностью земли. При помощи турбулентного перемешивания охлаждение передается затем в высокие слои, что и приводит к образованию этих облаков.

Степень покрытия неба облаками или общее количество облаков на небе называется *облачностью*. Она определяется на глаз баллами, выражающими, сколько десятых долей неба покрыто облаками. Так, отметка 0 означает ясное небо, 10 — пасмурное, т. е. все небо покрыто облаками. Отметки в 1, 2, 3 балла и т. д. означают, что 0,1; 0,2; 0,3 и т. д. неба покрыто облаками. Кроме того, еще отдельно определяют количество нижних облаков. Результат наблюдений записывают в виде дроби, числитель которой показывает общую облачность, знаменатель — только нижнюю. Например, если общая облачность составляет 0,8 площади всего неба и в том числе облаками нижнего яруса покрыто 0,6 неба, то облачность в данном случае записывается в виде дроби 8/6.

АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ

45. Типы осадков. Осадки делятся на следующие типы:

1) осадки, образующиеся на поверхности земли, земных предметов или на поверхности растительного покрова за счет водяного пара, осаждающегося на этих поверхностях в жидкой или твердой форме;

2) осадки, образующиеся в воздухе на той или иной высоте и выпадающие на землю из облаков.

К первому типу относятся роса, иней, твердый и жидкий налет, изморозь, гололед; ко второму — дождь, снег, крупа, град.

Количество осадков, выпадающих из облаков, определяется толщиной слоя воды в миллиметрах, который образовался бы на ровной поверхности при условии, если бы вода не стекала с нее, не просачивалась в почву и не испарялась.

46. Роса и иней. Эти осадки образуются на поверхностях, охлажденных при ночном излучении. Наиболее благоприятные условия для образования росы и инея создаются в ясные ночи при слабом ветре, когда процесс излучения протекает наиболее интенсивно.

При ночном излучении поверхность земли или растительного покрова охлаждается и в случае падения температуры излучающей поверхности ниже точки росы на ней начинает сгущаться водяной пар. Если конденсация совершается при температуре выше 0° , то на охлажденной поверхности появляются мелкие капли, соединяющиеся затем в более крупные капли росы. Если же конденсация происходит при температуре ниже 0° , то образуется твердый осадок кристаллического строения, называемый инеем. Роса и иней не выпадают из воздуха — они образуются непосредственно на охлажденных поверхностях.

Наиболее значительно охлаждается ночью поверхность рыхлой почвы, так как она имеет плохую теплопроводность. Поэтому на рыхлых почвах ночью создаются более благоприятные условия для образования росы и инея.

При конденсации водяного пара выделяется скрытая теплота парообразования, что ведет к замедлению охлаждения поверхности земли и растений через излучение. Это имеет значение для растений, так как замедление охлаждения может ослабить силу ночного заморозка.

В пониженных местах (котловинах, долинах, сырых лугах и т. д.) роса и иней образуются чаще и бывают более обильными, чем на повышенных местах. Обильная роса бывает в конце лета, когда в воздухе имеется еще много водяного па-

ра, а ночи удлиняются и ввиду этого почва значительно охлаждается.

Роса оказывает благоприятное действие на растения. В жаркую, сухую погоду днем часто происходит увядание растений вследствие значительной потери влаги через испарение. Образующаяся ночью роса действует на растения в этом случае оживляющим образом.

Под пологом леса роса образуется реже, чем в открытом месте, так как кроны деревьев задерживают тепло, излучаемое поверхностью лесной почвы. В лесу роса возникает обычно на поверхности крон деревьев, которые ночью значительно охлаждаются, так как потеря ими тепла излучением идет беспрепятственно.

Роса и иней в средних широтах дают обычно очень малые количества осадков. При благоприятных условиях роса за ночь может дать слой воды, толщиной в 0,1—0,3 мм. В среднем же за год количество осадков, выпадающих в виде росы, составляет слой воды, толщиной около 10—30 мм. В горных же лесах, благодаря значительному охлаждению листьев деревьев ночью, роса выпадает в большом количестве. Годовая сумма осадков в виде росы в таких лесах может превышать в несколько раз количество ее на равнинах.

47. Твердый и жидкий налет, изморозь, гололед. *Твердый и жидкий налет* представляют собой осадки, образующиеся на наветренных вертикальных поверхностях различных предметов (например, на стенах каменных зданий и сооружений) при смене холодной погоды на теплую. Благоприятные условия для образования этих осадков создаются при теплых влажных ветрах и туманах. Если температура поверхности будет ниже 0° , то при таких условиях на ней образуется твердый налет в виде полупрозрачного, белесоватого цвета, слоя льда, толщиной до 2—3 мм. Если же температура поверхности будет выше 0° , то на ней образуется жидкий налет.

Изморозь представляет собой белый, рыхлый, легко осыпавшийся кристаллический налет, образующийся на вертикальных поверхностях, остриях, углах и других выступающих частях различных предметов, особенно на тонких ветвях, хвое, проводах и т. д.

Изморозь появляется обычно во время тумана вследствие осаднения и замерзания капелек воды. Очень часто изморозь смешивают с инеем. Однако между этими видами осадков имеется различие. Иней образуется ночью, изморозь же может образоваться в любое время суток. Иней выделяется преимущественно на горизонтальных поверхностях, изморозь же чаще образуется на вертикальных наветренных поверхностях.

Слой изморози может быть очень большим, особенно в горах, часто покрываемых облаками.

Гололед представляет гладкий прозрачный слой льда, образующийся на поверхности земли, деревьях и других предметах, при температуре чаще всего от 0 до -5 , -6° . На поверхности снежного покрова гололед создает ледяную корку — ледяной наст.

Гололед образуется при выпадении капель переохлажденного дождя, которые при соприкосновении с поверхностью почвы, деревьями и другими предметами замерзают, образуя на них ледяную кору. Гололед может возникать также при обыкновенном дожде, в случае выпадения его после продолжительных и сильных морозов. Наконец, гололед может появляться при морозящих туманах, осаждающихся на охлажденную поверхность.

На деревьях и проводах при гололеде в некоторых случаях осаждается такое большое количество льда, что ветви и сучья, а иногда и стволы молодых деревьев ломаются, провода обрываются.

48. Образование осадков, выпадающих из облаков. Облака состоят из продуктов конденсации водяного пара: мельчайших капелек воды или кристаллов льда, или одновременно из тех и других.

Капельки воды и кристаллы льда, из которых состоят облака, очень малы. Скорость падения их весьма незначительна, и она еще более сокращается с уменьшением размеров этих облачных элементов. Выпадение капелек воды и кристаллов льда из облаков возможно только в том случае, если их размеры будут увеличены настолько, что они не смогут уже больше поддерживаться в воздухе восходящими токами. Тогда эти облачные элементы, преодолевая сопротивление воздуха, выпадают на поверхность земли в виде осадков.

Увеличение размеров облачных элементов происходит вследствие конденсации на них водяного пара и взаимного соединения отдельных элементов.

Если в облаке находятся капли разных размеров, то это создает неодинаковые упругости водяного пара над ними. Упругость пара над мелкими каплями больше, чем над крупными, что вызывает перемещение водяного пара от мелких капель к крупным, на которых он затем конденсируется; мелкие же капли испаряются. Вследствие этого происходит рост крупных капель за счет мелких.

Если же в облаке имеются ледяные кристаллы и капельки переохлажденной воды, то в этом случае также создается неодинаковая упругость насыщенного пара. Последняя над кристаллами льда меньше, чем над капельками, что вызывает перенос водяного пара от капелек к кристаллам льда, на которых он осаждается и конденсируется. Эта конденсация легче всего происходит на углах кристаллов. В результате этого

ледяные кристаллы постепенно растут, обрастают новыми кристаллами и превращаются в снежинки самых разнообразных форм.

Укрупнение капелек воды совершается также путем их слияния. Такой процесс называется коагуляцией. Следует отметить, что каждая капелька окружена оболочкой адсорбированного воздуха, имеющего повышенную плотность. Эта оболочка препятствует слиянию капелек, особенно при малых скоростях их движения. Благоприятные условия для слияния капелек создаются при их молекулярно-броуновских и турбулентных движениях, при которых они приходят в тесное соприкосновение между собой. Это способствует образованию в облаке более крупных капель, которые приобретают повышенные скорости падения. Вследствие этого крупные капли при падении начинают догонять мелкие, сливаться с ними, продолжая таким образом укрупняться за счет мелких. При укрупнении капель могут иметь значение электрические заряды противоположных знаков, способствующие слиянию капель. Однако, электрические силы оказывают существенное влияние на коагуляцию только мелких капель, с диаметром до 30 мк. При наличии крупных капель, имеющих диаметр порядка 100 мк (размер мороси), электрические силы уже перестают оказывать влияние на коагуляцию капель.

Сближение кристаллов льда и снежинок происходит также при помощи молекулярно-броуновских и турбулентных движений. Соединение их осуществляется путем смерзания; снежинки могут соединяться между собой и путем сцепления.

Для выпадения осадков требуется длительное и значительное вертикальное развитие облаков, приводящее к образованию больших по объему облачных масс. Такие условия создаются в смешанных облаках, т. е. в облаках, в которых имеются одновременно ледяные кристаллы и переохлажденные капли воды разной величины. К ним относятся высоко-слоистые, слоисто-дождевые и кучево-дождевые облака. В этих облаках на кристаллах льда происходит сублимация водяного пара, притекающего со стороны капель, так как упругость насыщенного пара над кристаллами льда меньше, чем над каплями воды. В результате кристаллы льда быстро растут и превращаются в снежинки, которые, достигая больших размеров, выпадают на поверхность земли в виде снега. В теплое время года снежинки растаивают и превращаются в капли, которые затем выпадают на землю в виде дождя.

Облака, состоящие только из капель воды близких размеров (например в кучевых облаках) или только из кристаллов льда осадков обычно не дают или дают лишь слабые осадки. Однако, в тропических широтах, а иногда в летнее

время и в средних широтах значительные осадки из чисто водяных облаков могут выпадать в случае, если такие облака будут очень плотными и высокими.

Осадки, выпадающие из облаков, делятся на три типа: обложные, ливневые и морозящие. *Обложные осадки* длительное время выпадают из сплошного облачного покрова, образуемого высоко-слоистыми и слоисто-дождевыми облаками. Из этих облаков осадки выпадают в виде капель средней величины или снежинок. *Ливневые осадки* выпадают из кучево-дождевых облаков. Эти осадки характеризуются большой интенсивностью. *Морозящие осадки* обычно выпадают из слоистых или слоисто-кучевых облаков в виде мороси, т. е. в виде очень мелких капель воды или очень мелких снежных крупинок.

49. Снег, крупа, град. Снег получается из снежинок путем смерзания или механического сцепления большого количества их. Он обычно выпадает в виде хлопьев. Чем выше температура воздуха, тем размеры хлопьев крупнее. При низких температурах и сухом воздухе очень часто выпадают только снежинки в виде отдельных шестилучевых звездочек. На поверхности земли снежинки и хлопья образуют сплошную массу снега в виде снежного покрова.

Крупа образуется при следующих условиях. В облаках смешанного строения при достаточно низких температурах и ветре происходит столкновение снежинок и переохлажденных мелких капель воды. При ударах о поверхность снежинок капли замерзают и образуют на них большое количество зерен. Такой процесс называется *обзернением снежинок*. Он иногда протекает настолько сильно, что получаются сферической формы ядра диаметром от 2 до 5 мм. Такие сильно обзерненные ядра и называют крупой. Она выпадает чаще всего поздней осенью или ранней весной при сильном порывистом ветре и при температуре, близкой к 0°. Выпадение крупы обычно бывает кратковременным.

Град является продуктом конденсации водяного пара в грозовых облаках, в которых наблюдаются продолжительное время большие скорости восходящих потоков, способствующих росту облаков до значительных высот (6—9 км). В этих облаках одновременно присутствуют ледяные частицы и переохлажденные капли воды. При таких условиях происходит рост ледяных частиц сначала за счет водяного пара, притекающего со стороны жидких капель, а затем вследствие слияния с переохлажденными каплями, которые намерзают на ледяных частицах при столкновении с ними. В результате получаются ледяные ядра, которые, попадая в мощные восходящие токи и сильные турбулентные движения, не только задерживаются в облаках, но и совершают в них многократные

поднятия и опускания. При таких движениях ледяные ядра сталкиваются с большим количеством переохлажденных капель воды, намерзание которых на ядрах и приводит к образованию градин. Диаметр их обычно не превышает 1 см, но в случае долгого пребывания в облаке они могут иногда достигать крупного размера до 4—5 см и более.

Градины имеют слоистое строение, вызванное тем, что они при движениях пролетают в облаке участки с различными размерами капель. При встрече с мелкими каплями последние быстро замерзают и образуют на градинах непрозрачные слои льда, при слиянии же с крупными каплями на них образуются слои прозрачного льда.

Град выпадает повсеместно, но в тундре, а также в пустынях Средней Азии он выпадает редко — в среднем 1—3 раза в десятилетие. На возвышенностях (Валдайская, Среднерусская и др.) наблюдается увеличение числа случаев выпадения града по сравнению с окружающей равнинной местностью. Это вызывается усилением на возвышенностях турбулентности и увеличением конвективной облачности. С высотой число дней с градом возрастает. В среднем за год на Европейской территории СССР отмечается 1—2 дня с градом.

Град выпадает в теплое время года в послеполуденные часы. Выпадение его обычно бывает кратковременным и сопровождается ливнями, грозами и сильными порывистыми ветрами. В лесных районах он наблюдается реже, чем в безлесных. Это объясняется тем, что над лесом не создается условий, благоприятствующих развитию мощных облаков восходящих токов, способствующих образованию града.

Град причиняет огромный вред растениям. У деревьев и кустарников удары градин вызывают поранения, ослабляющие растения.

50. Выпадение дождя. Капельки воды, входящие в облака, вследствие роста достигают, наконец, таких размеров, при которых они не могут больше поддерживаться в воздухе и тогда происходит выпадение их на поверхность земли в виде дождя. Рост капелек, однако, может доходить только до определенных размеров. Опыты показывают, что дождевые капли не могут быть больше 6—7 мм в диаметре. Капли с более значительным диаметром быстро разбрызгиваются. Скорость падения капель зависит от их размера. Крупные капли падают со скоростью до 5—7 и даже 8 м в секунду. Последняя скорость является предельной для капель крупного размера. Выпадение же капель дождя может начинаться при диаметре их в 0,1—0,2 мм.

Капли дождя могут образоваться не только вследствие роста мелких капель, но и при таянии снежинок, выпадающих из облаков.

Если капли дождя при падении из облака будут проходить слои, имеющие пониженную влажность, то они могут испаряться и не достигать поверхности земли.

Дождевые капли часто содержат примеси различных веществ: аммиак, окислы азота, нитраты и нитриты (соли азотной и азотистой кислот), сульфаты и сульфиты (соли серной и сернистой кислот), хлориды, углекислые соли и др. Эти растворенные вещества вместе с осадками выпадают на поверхность земли и проникают в почву. В дождевых каплях иногда содержатся и нерастворимые вещества: частицы песка, лёсса, пыль. Некоторые вещества могут окрашивать капли дождя в различные цвета.

В теплое время года осадки часто выпадают в виде ливней, т. е. дождей, дающих много воды в короткое время. Ливни характеризуются продолжительностью и интенсивностью. Под интенсивностью ливня подразумевается количество воды в миллиметрах, выпавшее в течение одной минуты. С увеличением продолжительности ливня интенсивность его убывает. Существует также зависимость между интенсивностью ливня и величиной орошаемой им площади. Чем интенсивнее ливень, тем меньше будет такая площадь. Ливни большой интенсивности охватывают лишь небольшую площадь.

Интенсивность ливней может быть весьма значительной. В Центрально-черноземных областях наибольшие средние интенсивности ливней, за промежуток времени в 5 мин, доходили до 3,5 мм/мин, а в Курске в 1931 г. она определялась во время одного ливня даже в 4,56 мм/мин.

51. Снежный покров. Осадки зимой выпадают преимущественно в виде снега. Под влиянием снегопадов в зимнее время в умеренных и высоких широтах устанавливается устойчивый снежный покров той или иной мощности. Этот покров играет большую роль в тепловом балансе и в режиме влаги почвы и воздуха.

Снежный покров обладает плохой теплопроводностью, особенно в рыхлом состоянии. Поэтому тела, покрытые в зимнее время снегом, могут удерживать собственное тепло. Теплопроводность свежеснежавшего снега $0,0003 \text{ кал/см} \cdot \text{сек} \cdot \text{град}$; с возрастанием плотности снега она увеличивается. Ввиду плохой теплопроводности снежный покров в холодное время года защищает почву от глубокого промерзания, а растения, находящиеся под снегом, — от вымерзания.

Снег обладает большой отражательной способностью. Если почва отражает около 20—30% падающей на ее поверхность солнечной энергии, то свежеснежавший снег отражает 70—90%, лежалый — 30—50%. Значительна также излучательная способность снега.

Весной тающий снег задерживает нагревание почвы и воздуха. Быстрое повышение температуры начинается только после его схода.

Снежный покров увеличивает освещенность, особенно в утренние и вечерние часы, когда высота Солнца над горизонтом бывает небольшой. Снежный покров, наконец, весной при таянии дает много воды, значительная часть которой проникает в почву. Благодаря этому в почве создаются запасы влаги, необходимые для роста и развития растений. Часть талой воды стекает с поверхности почвы в ручьи и реки, вызывая весенние разливы их.

Мерзлая почва, значительная толщина снежного покрова и повышенная плотность его, а также интенсивное таяние снега весной являются в некоторые годы основной причиной высоких весенних разливов рек.

Кроме толщины снежного покрова, на тепловой и водный режим почвы и воздуха оказывает влияние плотность снега. Плотность снега есть отношение массы снега к его объему или отношение веса пробы снега к ее объему. Плотность свежеснежавшего снега мала — около $0,1 \text{ г/см}^3$ и менее. В течение зимы плотность снега увеличивается под влиянием его собственного веса, оттепелей, ветров и метелей. К началу весеннего снеготаяния (в марте) она возрастает до $0,30—0,35 \text{ г/см}^3$. Плотность же тающего снега может достигать до $0,4—0,5 \text{ г/см}^3$.

Распределение снежного покрова в сильной степени зависит от местных условий. При ветрах он сдувается в открытых местах и отлагается в виде сугробов около препятствий, опушек, а также в пониженных местах: ложбинах, оврагах, котловинах. Перенос снега может совершаться уже при скорости ветра около $2,5 \text{ м/сек}$, а в некоторых случаях и при меньшей скорости. Основная масса снега при ветрах переносится на высоте до 10 см над поверхностью снега. Выше 10 см количество переносимого снега резко уменьшается. Наименьшая мощность снежного покрова создается на наветренных склонах возвышенностей. Наоборот, на подветренных склонах, а также в ложбинах, оврагах и долинах высота снежного покрова бывает значительной.

Таяние снега под непосредственным действием солнечной радиации протекает в незначительной степени, так как снег имеет большую отражательную способность. Значительную роль в процессе таяния снега играет тепло, приносимое воздушными массами и отдаваемое снегу прилегающим к нему слоем воздуха. Ввиду этого температура нижнего слоя воздуха при таянии снега понижается, с высотой же она возрастает. Таким образом, при таянии снега возникает инверсия

температуры, называемая *весенней, или инверсией снеготаяния*.

Снежный покров в холодное время года образуется в высоких и умеренных широтах каждый год. Случаи же выпадения снега, но без образования устойчивого снежного покрова, наблюдаются зимой и в южных широтах. Так, снег регулярно выпадает в Южной Европе, а в некоторые годы он бывает на северном берегу Африки.

52. Годовой ход осадков. В годовом ходе осадков различают несколько типов. В экваториальной зоне (от 10° с. ш. до 10° ю. ш.) годовой ход осадков местами аналогичен годовому ходу температуры воздуха, т. е. он имеет два максимума и два минимума. Максимумы наблюдаются после весеннего и осеннего равноденствий (конец марта и конец сентября), когда солнце в экваториальной зоне в полдень достигает наибольшей высоты — зенита; минимумы же приходятся на время после летнего и зимнего солнцестояний (конец июня и конец декабря), когда Солнце на экваторе находится в полдень на наименьшей высоте. В соответствии с этим наибольшие количества осадков в экваториальной зоне (зенитные дожди) приходятся на апрель и октябрь, наименьшие — на июль и январь.

В тропических широтах имеется один дождливый период, длящийся в течение четырех летних месяцев, когда Солнце здесь находится на наибольшей высоте; в течение же зимних месяцев в тропической зоне имеет место сухой период. Такое распределение осадков вызывается тем, что в эти широты в летнее время проникает влажный воздух из экваториальной зоны, а в зимнее — сухой воздух из пустынь.

В субтропических широтах — (от 20 до 30° по обе стороны от экватора), где располагаются пустыни, осадков выпадает очень мало, особенно в летние месяцы.

В умеренных и высоких широтах над океанами максимум осадков наблюдается зимой, а на западных берегах — в большинстве случаев осенью. Внутри материков наибольшее количество осадков выпадает летом, наименьшее — зимой. На восточных берегах материков в умеренных широтах наибольшие количества осадков приходятся также на летние месяцы.

В обширной области, прилегающей к берегам Средиземного моря, а также в районах к востоку от него — в Иране, Ираке и Средней Азии — осадки преобладают в холодное время года, лето же здесь сухое.

53. Методы измерения осадков. Для определения количества осадков служит особый прибор, называемый осадкомером (рис. 22).

Он представляет собой ведро, верхнее отверстие которого равно 200 см^2 . Внутри ведра имеется воронкообразная перегородка с отверсти-

ем, через которое жидкие осадки стекают в нижнюю часть ведра. Эта перегородка защищает осадки, попавшие в ведро, от испарения. В средней части ведра имеется носок, через который дождевая или талая вода, получающаяся после растопления снега в теплой комнате, выливается в измерительный стакан. Носок закрывается колпачком. Ведро устанавливается в особом тагане на подставке так, чтобы верхний край его нахо-

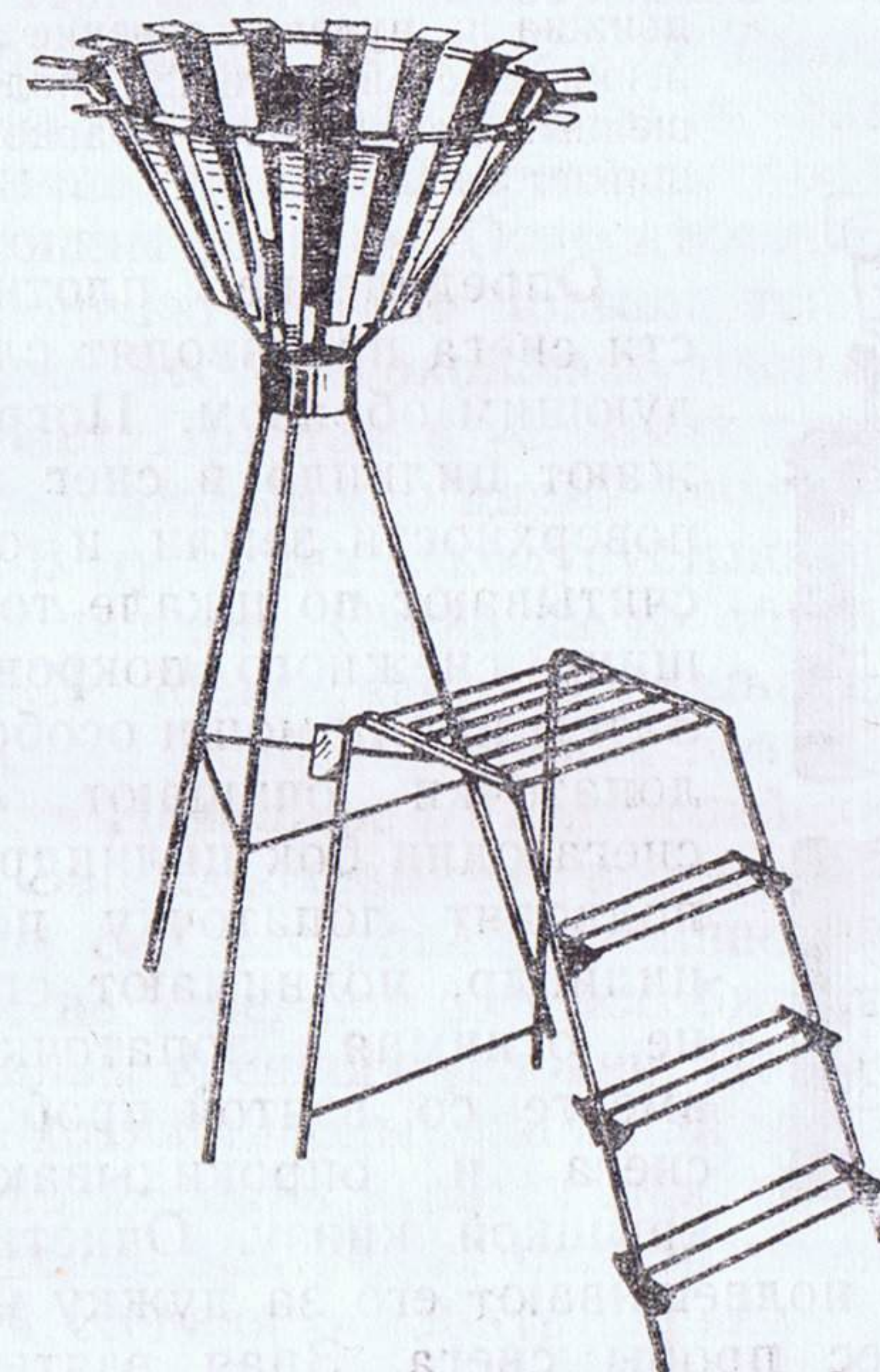


Рис. 22. Осадкомер

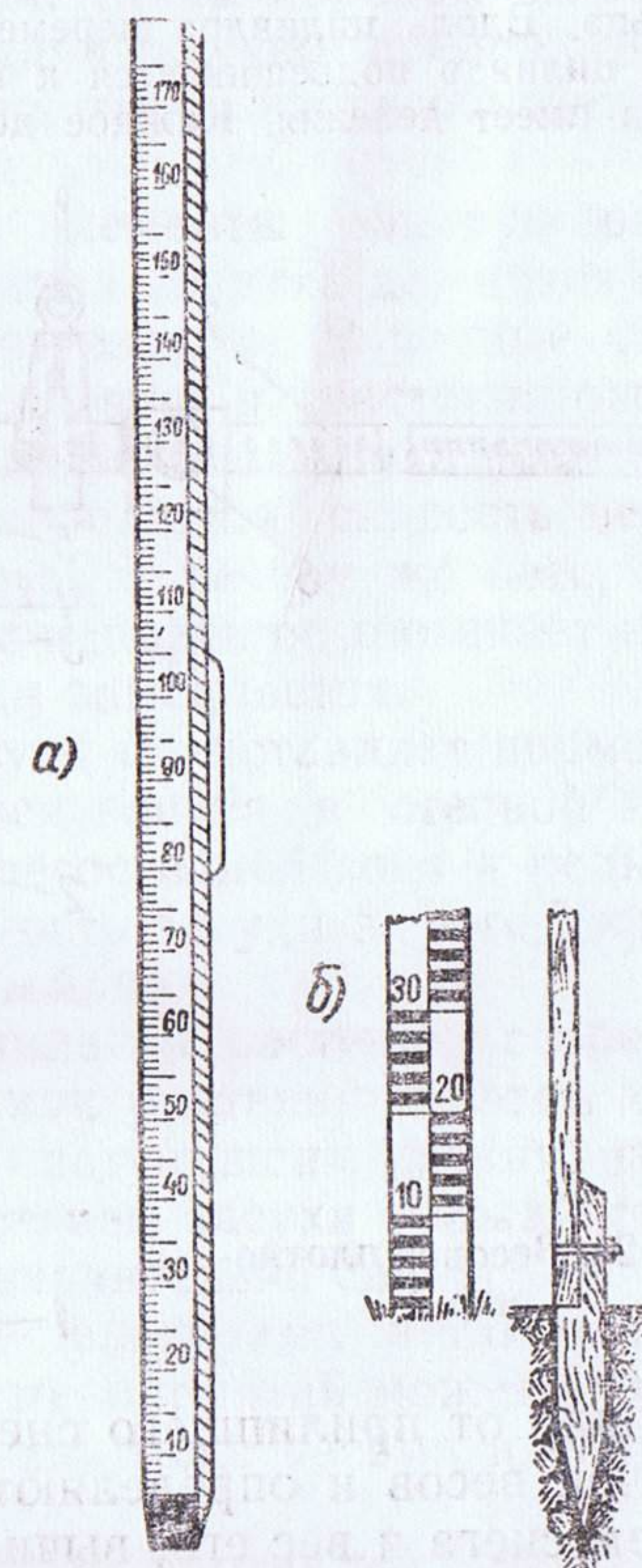


Рис. 23. Снегомерные рейки: а — переносная; б — постоянная

дился на высоте 2 м от поверхности земли. К подставке прикрепляется еще воронкообразная защита, которая окружает ведро. Она состоит из 16 планок. Верхний край защиты находится на одном уровне с краями ведра. Защита предохраняет осадки, попавшие в ведро, от выдувания.

Высота снежного покрова определяется по снегомерным рейкам (рис. 23) — переносным (а) и постоянным (б).

Они представляют собой деревянные бруски с нанесенными сантиметровыми делениями. Нижний конец переносной рейки заострен и обит железом. Постоянная рейка устанавливается с осени в таком месте, где нет условий для сдувания снега и накопления его в виде сугробов, например, на полянах в саду, парке или лесу.

Плотность снега определяется по походному весовому плотномеру (рис. 24).

Он состоит из цилиндра 2, высотой около 60 см, с площадью поперечного сечения в 50 см². На одно отверстие цилиндра насажено кольцо 3 с острым краем, другое закрывается крышкой 1. Сбоку цилиндра нанесены сантиметровые деления, начинающиеся с заостренного края кольца. Вдоль цилиндра перемещается кольцо с дужкой 4, за которую цилиндр подвешивается к крючку 5 весов-безмену 7. Линейка этих весов имеет деления. Каждое деление соответствует грузу в 5 г. Вдоль

линейки перемещается движок 6. При установке указателя движка на нулевое деление линейки пустой цилиндр, подвешенный на крючок, уравнивает весы.

Определение плотности снега производят следующим образом. Погружают цилиндр в снег до поверхности земли и отсчитывают по шкале толщину снежного покрова. Затем при помощи особой лопаточки очищают от снега один бок цилиндра, подводят лопаточку под цилиндр, поднимают его, не отнимая лопаточки, вместе со взятой пробой снега и опрокидывают крышкой книзу. Очистив

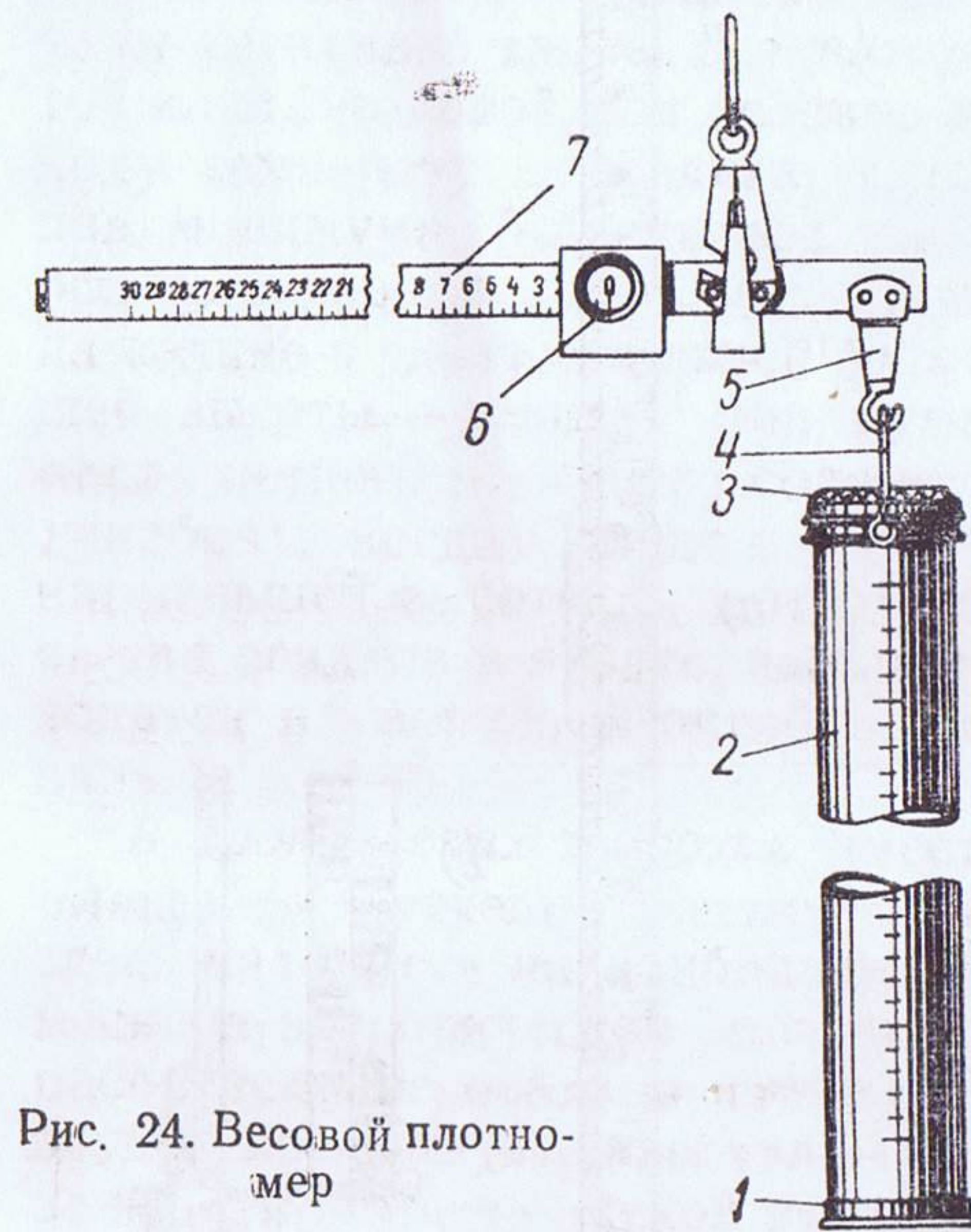


Рис. 24. Весовой плотномер

цилиндр от прилипшего снега, подвешивают его за дужку на крючок весов и определяют вес пробы снега. Зная взятый объем снега и вес его, вычисляют плотность снега.

Запас воды в снеге определяется толщиной слоя воды в миллиметрах, который получается при таянии снега. Он равен числу делений, отсчитанному по весам плотномера.

54. Засуха и меры борьбы с ней. Засухой называется явление полного или частичного бездождия, при котором растения начинают испытывать недостаток воды. За время засухи в организме растения наблюдается нарушение водного баланса в сторону превышения расхода влаги путем испарения над приходом ее через корневую систему растения.

Засуха обычно сопровождается солнечной, жаркой, сухой погодой. При таких условиях сначала возникает так называемая *атмосферная засуха*. При ней в почве может находиться некоторое количество влаги, усвояемой растениями, но надземные части их теряют так много воды через испарение, что

корни не успевают подавать ее надземным частям в необходимом количестве и растения вследствие этого начинают увядать. При длительном действии атмосферная засуха в большинстве случаев вызывает высыхание корнеобитаемого слоя почвы и исчерпание запасов усвояемой растениями влаги. Тогда образуется *почвенная засуха*. Она таким образом вызывается атмосферной засухой и последняя обычно предшествует ей. Совместное протекание этих двух типов засух создает условия весьма опасные для растений.

При засухе метеорологические элементы обнаруживают нормальный суточный ход. Температура воздуха держится высоко только днем, ночью же она понижается. В ночные часы обычно образуется роса, которая действует на растения оживляющим образом. Относительная влажность воздуха днем низка, ночью же она повышается. Наибольшая скорость ветра приходится на околополуденные часы, к вечеру же ветер затухает. При таких условиях процесс испарения протекает наиболее интенсивно днем, ночью же он замедляется.

В пустынях и полупустынях засуха представляет нормальное явление. Очень часто образуется засуха в степной зоне СССР. Менее часто она бывает в лесостепной зоне и редко в лесной. Особенно велика повторяемость засухи на юге Украины, в Поволжье и Прикаспийских районах.

Засуха оказывает вредное влияние на растения, особенно если она наступает внезапно, так как растения в этом случае не успевают приспособиться к наступившим резким изменениям внешних условий. Под действием засухи урожай сельскохозяйственных растений может значительно снижаться. Однако высокая агротехника, уход за культурами, а также проведение различных мелиоративных мероприятий может в сильной степени ослабить влияние засухи, даже весьма интенсивной.

Весьма эффективным мероприятием против засухи и суховеев является *насаждение полей защитных лесных полос*. Такие полосы значительно уменьшают скорость ветра и ослабляют перемешивание приземного слоя воздуха. В связи с этим в приземном слое на защищенных участках резко сокращается испарение. Лесные полосы несколько понижают температуру воздуха и повышают относительную влажность, особенно в засушливые и суховейные дни, зимой же они способствуют задержанию и накоплению снега на межполосных участках. На этих участках, а также в самих полосах образуется значительной толщины снежный покров. Запас воды в нем гораздо больше, чем в открытой местности. Более мощный снежный покров на межполосных участках в достаточной мере защищает почву от глубокого промерзания, а озимые посевы от вымерзания.

Малая глубина промерзания почвы среди полос и более быстрое оттаивание ее весной способствует большому поглощению почвой талых вод. Значительное поступление талой воды в почву межполосных участков вызывается и более медленным таянием снега, так как на этих участках имеет место пониженная скорость ветра и ослабленное перемешивание воздуха по сравнению с открытой местностью.

Весной полезащитные полосы уменьшают сток талых вод, летом — ливневых. Этим они способствуют не только большому увлажнению почвы, но и прекращают смыв почвы.

Полезащитные лесные полосы повышают весной уровень грунтовых вод. После схода снежного покрова повышенный уровень их поддерживается в полосах продолжительное время, в открытых же участках весной он очень быстро падает.

В засушливых районах лесные полосы защищают почву от выдувания.

Задержание и накопление снега, уменьшение стока воды, снижение интенсивности испарения и повышение уровня грунтовых вод способствуют в засушливой зоне значительному накоплению и сбережению влаги в почве и создают на защищенных участках более благоприятные условия для роста и развития сельскохозяйственных растений, чем в открытой местности, что ведет к повышению урожайности на этих участках.

Мерой борьбы с засухой являются также различные мероприятия, способствующие лучшему усвоению почвой влаги, а также сохранению ее путем сокращения испарения. Борьба против засухи проводится еще путем *снегозадержания*. Это мероприятие имеет в засушливой зоне большое значение, так как в ней осадков за теплое время года выпадает недостаточное количество.

Весьма существенное значение в борьбе с засухой и суховеями имеет *искусственное орошение*. В СССР его применяют на больших площадях в Средней Азии, Закавказье, на юге Украины, в Поволжье и других местах, где оно является самым надежным средством в борьбе с засухой. Искусственное орошение не только увлажняет почву, но также уменьшает избыток тепла в ней и повышает влажность приземного слоя воздуха.

В настоящее время производятся опыты искусственного осаджения осадков из облаков путем введения в них мелких частиц твердой углекислоты («сухого льда»), йодистого серебра и других веществ, способствующих укрупнению и выпадению облачных элементов. Наиболее успешными были опыты, проведенные в условиях грозового состояния облаков.

55. Осадки под пологом леса. Лесная почва получает осадков меньше, чем полевая, так как кроны деревьев в той

или иной мере их задерживают. Незначительные же осадки почти полностью задерживаются пологом леса. С увеличением силы дождя количество осадков, задерживаемых пологом леса, уменьшается. Количество осадков, задерживаемых кронами, зависит от состава насаждения, его возраста, сомкнутости полога. Под пологом дубравы (Шипова леса Воронежской области) количество осадков на май—сентябрь составляет 84% количества осадков, выпавших в поле за то же время. Однако, при изморози, инее и гололеде лес способен осаживать больше осадков, чем поле. Кроме того, при тумане, когда воздух содержит в себе влагу в виде мельчайших капелек, лес способен осаживать осадки из влажной среды. Благодаря этому, лес может возмещать до некоторой степени ту недостачу осадков, которая получается вследствие задержания их кронами деревьев.

Толщина снежного покрова в лесу больше, чем в поле, где он сдувается и переносится ветром на большие расстояния. Много снега накапливается у лесных опушек, расположенных перпендикулярно направлениям господствующих ветров при метелях. Больше в лесу и запас воды в снежном покрове. Однако в густых ельниках он меньше, чем в поле. Примесь лиственных пород к хвойным, даже в небольшом размере, повышает запас воды в снежном покрове в лесу.

Таяние снега в лесу весной происходит медленнее, чем в поле, так как обмен тепла между воздушными массами и снегом в лесу ослаблен вследствие уменьшения скорости ветра и скопления холодного воздуха у поверхности тающего снега.

Таяние снега в лиственном лесу начинается одновременно с таянием его в поле; в хвойном лесу оно начинается несколько позднее. Однако период таяния снега в лесу более продолжительный, ввиду чего снег в лесу сходит значительно позднее, чем в поле, особенно в ельниках, в которых интенсивность таяния наименьшая.

Почва в лесу промерзает зимой на меньшую глубину, чем в поле. Обычно к началу весеннего снеготаяния почва в лесу бывает уже размерзшей и вследствие этого она лучше напитывается влагой, чем полевая почва. Сток талой воды в реки при таких условиях происходит значительно медленнее, чем в поле. Большое значение при этом имеет ореховатая структура и пористость лесных почв, а также наличие лесной подстилки. Последняя, обладая большой влагоемкостью, проницаемостью и шероховатостью, в сильной степени уменьшает сток воды и способствует просачиванию ее в почву. В летнее время лес в сильной степени уменьшает сток дождевых и ливневых вод. Таким образом, благодаря значительной толщине снежного покрова и почти полному отсутствию стока талых и

дождевых вод, лесная почва, несмотря на задержание осадков кронами деревьев, в конечном счете получает влаги все же больше, чем полевая.

Глава X

ДАВЛЕНИЕ ВОЗДУХА

56. Единицы измерения. Воздух, который нас окружает, имеет вес, и вследствие этого поверхность земли и предметы, находящиеся на ней, испытывают давление, равное общему весу атмосферы. Нормальное давление воздуха (на уровне моря и при температуре 0°) равно давлению ртутного столба высотой в 760 мм. Так как 1 см³ ртути при 0° весит 13,6 г, то вес ртутного столба высотой в 760 мм с площадью поперечного сечения в 1 см² составляет 1033,3 г, т. е. около 1 кг. Этот вес ртутного столба и уравнивает нормальное давление атмосферы. На поверхности в 1 м² давление воздуха составляет 10 333 кг.

Давление воздуха измеряется высотой ртутного столба в барометре в миллиметрах. Но это измерение не связано с абсолютной системой единиц — сантиметр—грамм—секунда. Поэтому в последнее время принята новая единица давления — бар, соответствующая давлению в миллион дин на 1 см², или давлению ртутного столба высотой в 750,1 мм. Одна тысячная доля бара называется миллибаром (мб). Давление в 1 мб соответствует давлению столба ртути высотой в 0,75 мм, а 1 мм ртутного столба равен 1,333 мб. Давление воздуха в 760 мм рт. ст. таким образом, соответствует давлению 1013,2 мб.

57. Методы измерения давления воздуха. Давление воздуха измеряется при помощи барометров. Употребляются два типа барометров: ртутный и металлический, или aneroid.

Широкое распространение имеет чашечный ртутный барометр (рис. 25).

Он состоит из запаянной с одного конца стеклянной трубки, наполненной ртутью и погруженной открытым концом в чашку со ртутью. В этой трубке устанавливается ртутный столб, который своим весом уравнивает давление воздуха. При колебаниях давления воздуха высота столба ртути в трубке изменяется. Давление воздуха измеряется высотой ртутного столба в трубке от уровня ртути в чашке до вершины мениска ртути в трубке.

В показания ртутного барометра вводят три поправки: инструментальную, на температуру и на силу тяжести. Инструментальная поправка берется из поверочного свидетельства, которое прилагается к барометру. Поправку на температуру вносят для того, чтобы сделать показания барометров при

различной температуре сравнимыми. Принято приводить показания барометров к температуре 0° . Поправки для приведения показаний барометров к 0° берутся из специальной таблицы. Поправка на силу тяжести делится на две категории: на поправку, зависящую от широты места, и на поправку, зависящую от высоты места над уровнем моря. Принято приводить показания ртутного барометра к силе тяжести на широте 45° . Эта поправка берется из специальной таблицы. Поправка на силу тяжести в зависимости от высоты места над уровнем моря невелика. Она достигает 0,1 мб только при высоте в 400 м.

Другой вид барометра — aneroid (рис. 26).

Главной его частью является металлическая тонкостенная с волнистой поверхностью коробка, внутри которой воздух разрежен. При увеличении давления воздуха стенки коробки несколько сближаются, при уменьшении — расходятся. Эти изменения при помощи рычагов передаются стрелке, около которой имеется круговая шкала с делениями, соответствующими миллиметрам высоты ртутного столба.

В показания aneroida вводят три поправки: на шкалу, на температуру и добавочную. Первая поправка берется из поверочного свидетельства к aneroidу. Вторая поправка вводится для того, чтобы сделать показания aneroidов сравнимыми. Условно показания aneroidов приводят к температуре 0° . Величина этой поправки (a) определяется по формуле:

$$a = kt_a,$$

где k — так называемая температурная поправка aneroida, указывающая величину изменения показаний aneroida при изменении температуры его на 1° , t_a — температура aneroida. Величина температурной поправки к aneroidу k берется из поверочного свидетельства к нему. Третья поправка — добавочная — вводится потому, что показания aneroida со временем изменяются вследствие изменения упругих свойств металлических частей aneroida — коробки, пружины и т. д. Поэтому добавочная поправка непостоянна и для контроля время от времени необходимо сличать показания aneroida с показаниями ртутного барометра.

Aneroid дает менее точные показания, чем ртутный барометр, но он очень удобен в обращении вследствие своей компактности и поэтому получил большое распространение.

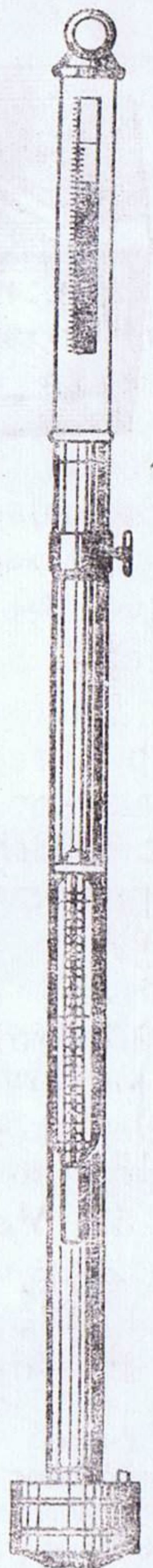


Рис. 25.
Ртутный барометр

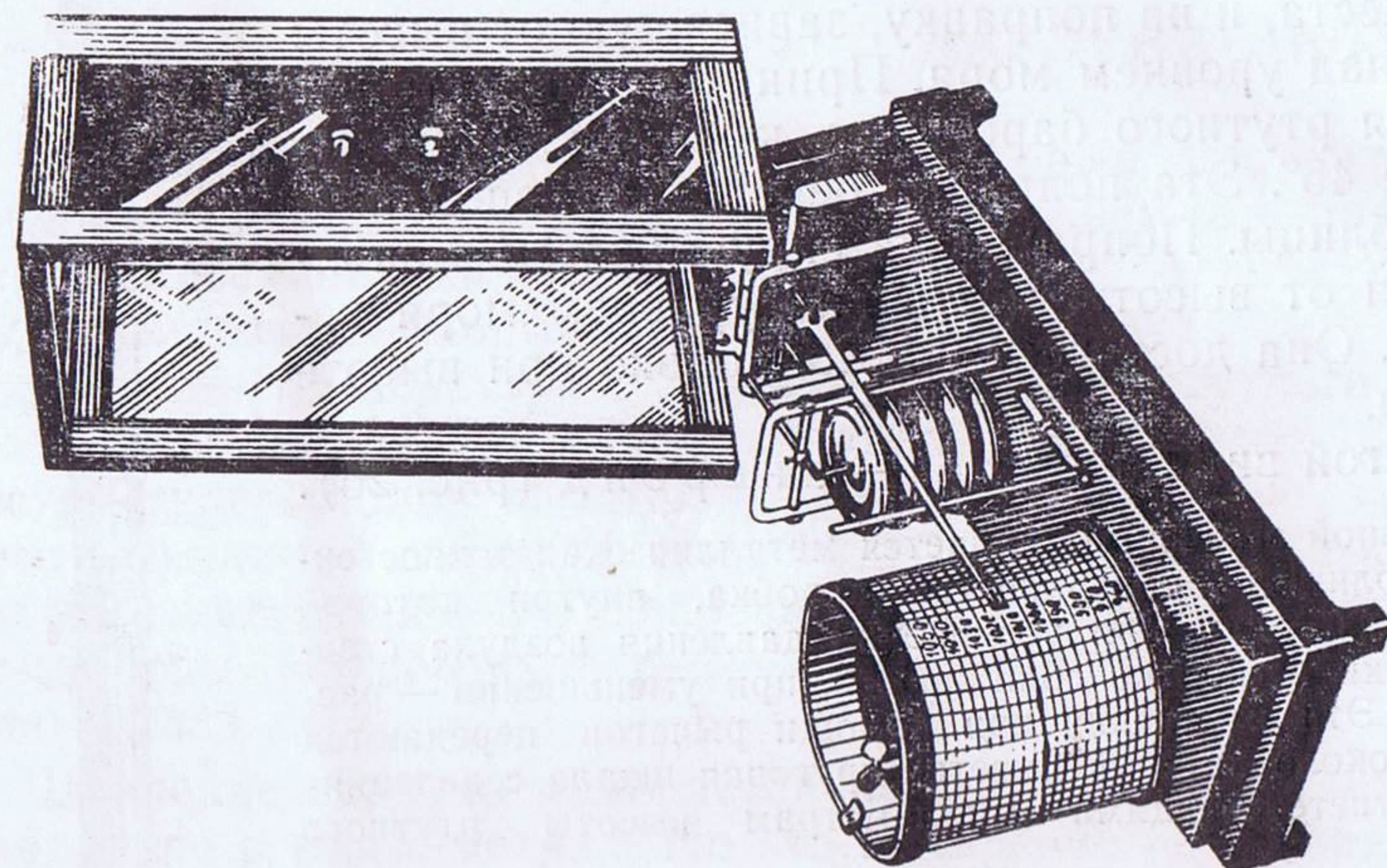


Рис. 26, а. Барограф

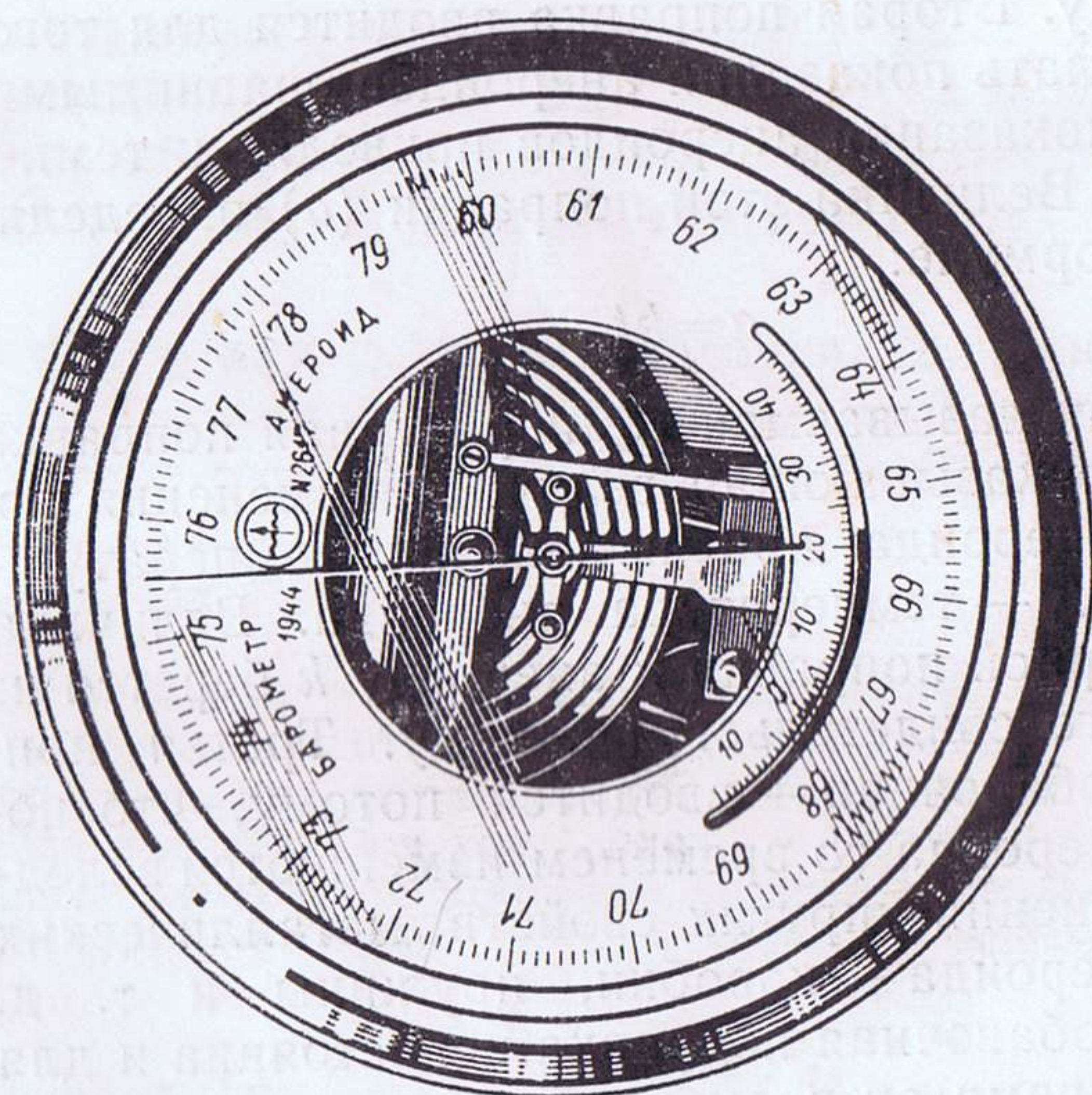


Рис. 26. Анероид

Для непрерывной записи давления воздуха служит прибор, называемый барографом (рис. 26, а).

Главная часть этого прибора состоит из анероидных коробок, наложенных одна на другую в виде столбика. При изменениях давления воздуха стенки коробок несколько смещаются. Эти движения передаются при помощи системы рычагов стрелке с пером, наполненным чернилами. Перо записывает изменения давления в виде кривой линии на ленте, накрученной на барабан, внутри которого имеется часовой механизм. Барабан делает полный оборот в течение суток или недели.

58. Изменение давления воздуха с высотой. Давление воздуха с высотой уменьшается, так как с поднятием остающийся слой атмосферы становится более тонким и, следовательно, давление, которое он оказывает, будет меньше.

Характеристикой изменения давления воздуха с высотой служит так называемая *барическая ступень*. Она выражает высоту, на которую нужно подняться или опуститься, чтобы давление изменилось на 1 мб. Существует формула для определения барической ступени n

$$n = \frac{8000(1 + \alpha t)}{p},$$

где α — коэффициент расширения газов, равный 0,004; t — средняя температура столба воздуха между двумя уровнями, p — среднее давление. При $t = 0^\circ$, $n = \frac{8000}{p}$.

При помощи формулы для барической ступени можно привести давление к уровню моря. Это приведение делают в том случае, если необходимо сравнить между собой наблюдения над давлением воздуха, полученные на разных высотах над уровнем моря.

Например, необходимо привести к уровню моря давление в 1000 мб, наблюдавшееся на высоте 100 м при температуре 10° . Допустим, что температура равна 0° . Тогда барическая ступень будет $8000 : 1000 = 8,0$ м. Следовательно при опускании на 8,0 м давление повысится на 1 мб. Так как высота равна 100 м, то при опускании на 100 м давление повысится на $100 : 8 = 12,5$ мб. Тогда давление воздуха на уровне моря приблизительно будет $1000 + 12,5 = 1012,5$ мб. Теперь получим более точное значение барической ступени. Для этого найдем среднее из давлений на нижней и верхней станциях; оно будет $(1000,0 + 1012,5) : 2 = 1006,2$ мб. Температура на уровне моря равна $10,6^\circ$ (т. е. она на $0,6^\circ$ выше, чем на высоте 100 м). Средняя же температура равна $(10,0 + 10,6) : 2 = 10,3^\circ$. Имея среднее давление и среднюю температуру, можно более точно определить барическую ступень

$$n = \frac{8000 \cdot (1 + 0,004 \cdot 10,3)}{1006,2} = 8,3 \text{ м.}$$

Теперь найдем окончательную поправку для приведения давления к уровню моря; она равна $100 : 8,3 = 12,0$ мб. Следовательно, действительное давление воздуха на уровне моря будет равно $1000,0 + 12,0 = 1012,0$ мб.

59. Годовые колебания давления воздуха. Годовой ход давления воздуха наиболее резко выражен во внетропических широтах. Существуют два типа годового хода давления воздуха: *морской и континентальный*. Они создаются вследствие различий в нагревании материков и океанов в теплое время года и в охлаждении их в зимнее время. В теплое время года материки нагреваются значительно сильнее, чем океаны, так как над ними в теплое время года располагаются более теплые и менее плотные массы воздуха. В результате на материках летом создается пониженное давление воздуха.

Зимой материки выхолаживаются сильнее, чем океаны; над ними располагаются более холодные и более плотные массы воздуха. Поэтому над материками зимой создается высокое давление. На морях и океанах, а также на побережьях, наоборот, летом образуется повышенное давление, зимой — относительно пониженное.

Наибольшее давление, приведенное к уровню моря 1078,3 мб (808,8 мм рт. ст.) наблюдалось в Барнауле в январе 1900 г., а самое низкое 887 мб (665,3 мм рт. ст.) было отмечено в западной части тропической зоны Тихого океана в 1927 г.

60. Распределение давления воздуха у земной поверхности. Наглядное представление о распределении давления воздуха у поверхности земного шара дают географические карты, на которых пункты, имеющие одинаковое давление, соединены между собой линиями, называемыми *изобарами*. Чтобы исключить влияние высоты на давление воздуха, все величины давления предварительно приводят к уровню моря.

Изобары дают возможность выяснить расположение на поверхности земного шара так называемых областей пониженного и повышенного давления воздуха. В первых давление убывает от периферии к центру, достигая в нем минимума. Такие области пониженного давления с замкнутыми изобарами носят название *барических минимумов*. В области повышенного давления последнее возрастает от периферии к центру и достигает в нем максимума. Такие области повышенного давления с замкнутыми изобарами носят название *барических максимумов*. Области повышенного и пониженного давления в определенных местах земного шара могут удерживаться продолжительное время.

На рис. 27 и 28 приведены карты изобар на уровне моря, построенные на основании средних многолетних данных за январь и июль. Как видно из этих карт, в январе вдоль экватора располагается зона пониженного давления (ниже 1013 мб). От этой зоны, по обе стороны от нее, давление возрастает и в широтах 30—35° достигает максимума, образуя





Рис. 28. Изобары на уровне моря в июле

зону повышенного давления. Она распадается на отдельные области, называемые *субтропическими максимумами*. В северном полушарии это будут: азорский максимум, образующийся в субтропических широтах Атлантики с центром около Азорских островов и гавайский максимум, создающийся в субтропических широтах Тихого океана с центром близ Гавайских островов. Далее, к северу, давление на океанах понижается и достигает минимума в районе Исландии в Атлантическом океане и южнее Аляски в Тихом океане. В этих местах зимой создаются области пониженного давления. Еще далее на север, по направлению к полюсу, давление снова несколько повышается. На суше, которая в январе в северном полушарии во внетропических широтах сильно охлаждается, располагаются области высокого давления. Особенно обширная область высокого давления в январе возникает в Азии. В центральной части ее, расположенной южнее озера Байкал, максимум давления определяется в 1035 мб.

В июле зона пониженного давления вдоль экватора несколько смещается к северу. Так как летом материки нагреты больше, чем океаны, то в июле над материками северного полушария располагаются области пониженного давления. Зона высокого давления в широтах 30—35° летом на материках разрывается и высокое давление удерживается только над океанами, где эти области летом несколько смещаются к северу. Области высокого давления в июле располагаются у Азорских островов в Атлантическом океане (азорский максимум) и к северу от Гавайских островов в Тихом океане (гавайский максимум). Область пониженного давления, наблюдавшаяся зимой около Исландии, летом выражается в слабой степени, а область пониженного давления южнее Аляски летом совсем не обнаруживается. В районе северного полюса в июле давление повышено вследствие накопления холодного воздуха.

Глава XI

ВОЗДУШНЫЕ ТЕЧЕНИЯ В АТМОСФЕРЕ

61. Ветер. Воздух лишь в редких случаях находится в состоянии покоя. Обычно он перемещается как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении. Движения воздуха в горизонтальном направлении называют *ветром*.

Ветер является очень важным фактором. С ним связан перенос тепла и влаги из одних районов в другие, часто весьма удаленных от данного места. Не менее важное значение имеют и вертикальные движения воздуха, при которых происходит охлаждение воздуха, если он поднимается, и его нагревание, если он опускается. Охлаждение воздуха при подъе-

ме его приводит к конденсации водяного пара, в результате которой образуются облака и осадки.

Ветер характеризуется *направлением* и *скоростью*. Последняя выражается количеством метров, проходимых воздухом в одну секунду. Направление же ветра определяется точкой горизонта, откуда дует ветер и берется по 16 румбам (рис. 29). Эти румбы обозначаются начальными буквами соответствующих русских или международных слов: север —

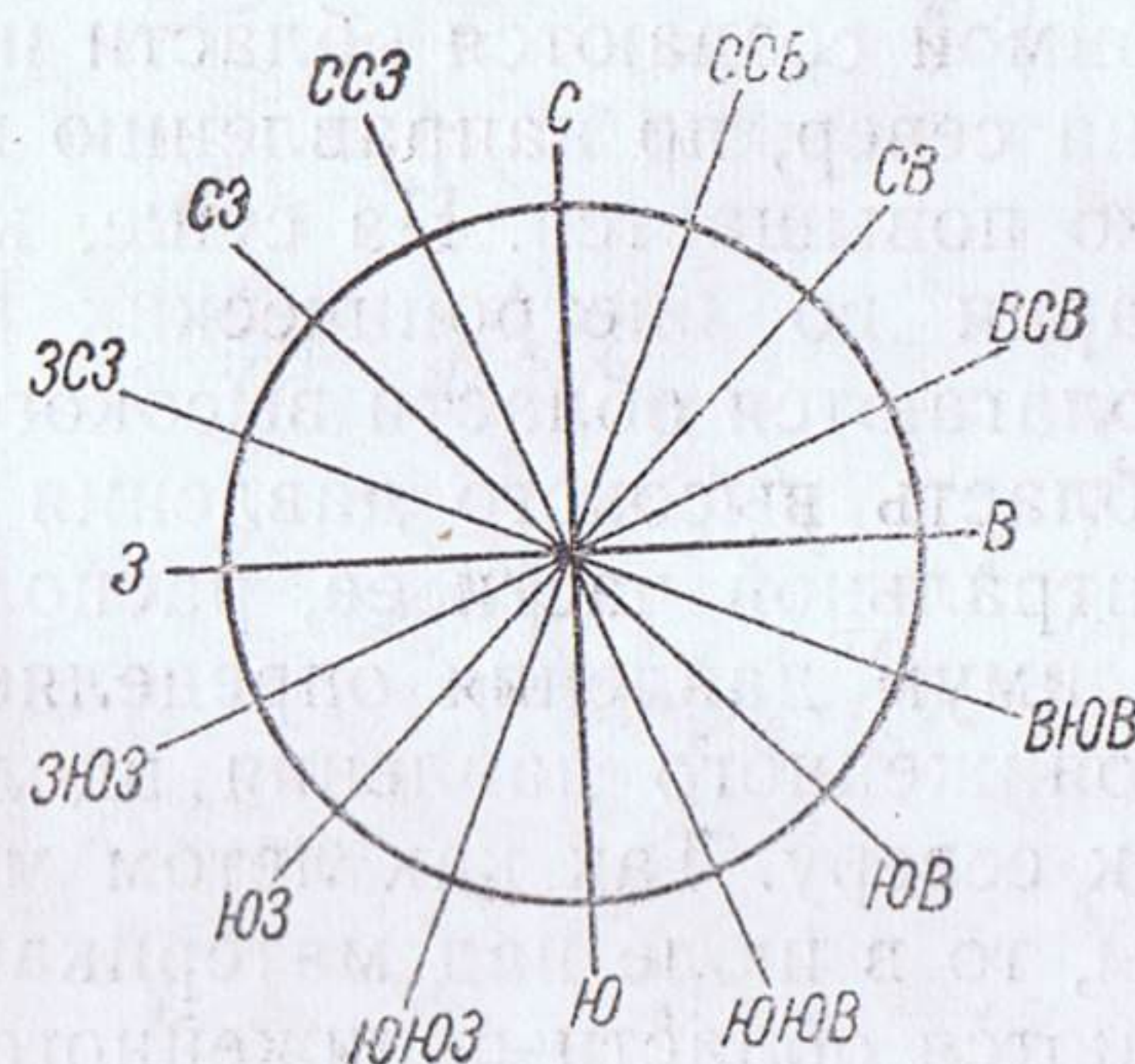


Рис. 29. Румбы

норд (С, N), восток — ост (В, E), юг — зюйд (Ю, S), запад — вест (З, W).

Ниже приводятся обозначения и названия 16 румбов:

Обозначения	Названия	Обозначения	Названия
С	Север	Ю	Юг
СВ	Северо-восток	ЮЗ	Юго-запад
В	Восток	З	Запад
ВЮВ	Восток-юго-восток	ЗСЗ	Запад-северо-запад
ЮВ	Юго-восток	СЗ	Северо-запад
ЮЮВ	Юго-юго-восток	ССЗ	Северо-северо-запад
СВ	Северо-восток	ЮЗ	Юго-запад
В	Восток	З	Запад
ВЮВ	Восток-юго-восток	ЗСЗ	Запад-северо-запад
ЮВ	Юго-восток	СЗ	Северо-запад
ЮЮВ	Юго-юго-восток	ССЗ	Северо-северо-запад

Ветер обычно не имеет постоянного направления и скорости. Он дует неравномерно — толчками, порывами. Эта порывистость обусловлена очень быстрыми изменениями направления и скорости ветра и создается турбулентностью воздушного потока. Она усиливается при наличии неровностей земной поверхности (возвышенностей, долин, кустов, деревьев и др. препятствий), а также при конвекции, особенно летом в

околополуденные часы, когда конвекция достигает наибольшего развития. С увеличением высоты порывистость ветра ослабевает.

62. Приборы для определения направления и скорости ветра. Для наблюдений над ветром служит прибор, называемый **флюгером** (рис. 30).

Он состоит из металлического стержня, плотно ввинченного в столб. В нижней части этого стержня укреплены восемь прутьев, ориентированных по главным точкам горизонта. На верхнюю часть стержня надета глухая трубка, свободно вращающаяся на закаленном острие стержня. К нижней части трубки с одной стороны прикреплены под некоторым углом две пластинки, а с другой ввинчен железный стержень с противовесом. Последний всегда показывает направление — откуда дует ветер. К верхней части трубки прикреплен указатель скорости ветра, состоящий из рамы с дугой и свободно качающейся дощечки определенного размера (15×30 см) и веса (200 г). В дугу ввинчено восемь штифтов. Все они имеют соответствующие номера; нумерация начинается с нижнего, отвесного штифта, имеющего нулевой номер. Если ветра нет, дощечка висит отвесно около нулевого штифта; при действии же ветра она отклоняется, и тем больше, чем сильнее будет ветер. При определении скорости ветра отмечают номера штифтов, около которых или между которыми происходят колебания дощечки, а затем при помощи нижеприведенной таблицы по показанию штифтов определяют скорость ветра.

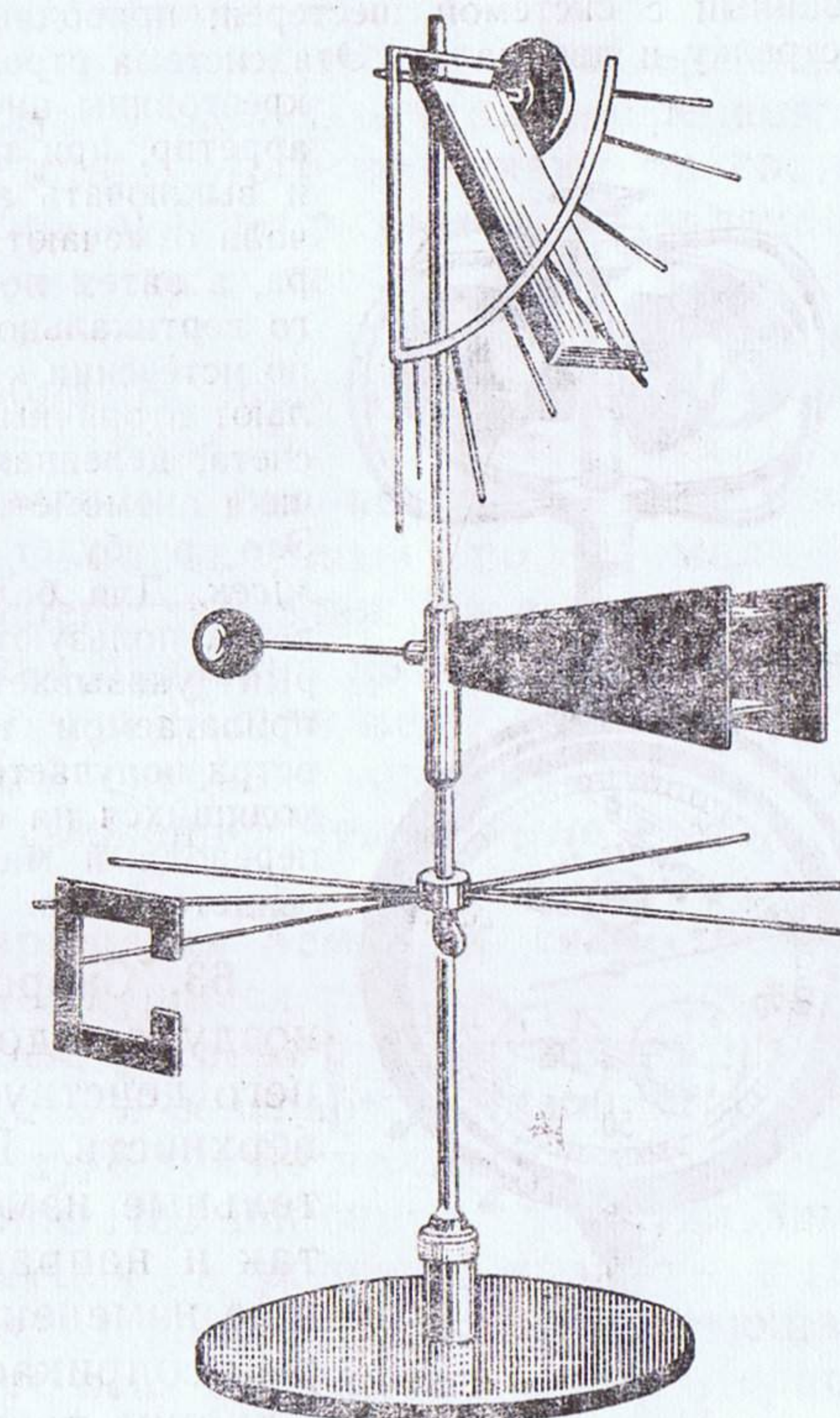


Рис. 30. Флюгер

Показания доски (номера штифтов)	Скорость ветра (м/сек)	Показания доски (номера штифтов)	Скорость ветра (м/сек)
0	0	4	8
0—1	1	4—5	9
1	2	5	10
1—2	3	5—6	12
2	4	6	14
2—3	5	6—7	17
3	6	7	20
3—4	7		

Другим прибором для определения скорости ветра служит **анемометр** (рис. 31).

Главной его частью является небольшая крестовина с четырьмя полушариями, обращенными выпуклой поверхностью в одну сторону.

На конце оси, уходящей в коробку, имеется бесконечный винт, связанный с системой шестерен, приводящих в движение одну большую стрелку и две малые. Эта система стрелок представляет счетчик оборотов

крестовины анемометра. Сбоку коробки имеется арретир, при помощи которого можно включать и выключать анемометр. При наблюдениях сначала отмечают положение всех стрелок анемометра, а затем поднимают анемометр и держа строго вертикально включают его, обычно на 100 сек, по истечении которых анемометр выключают и делают вторичный отсчет по стрелкам. Разность отсчета, деленная на сто, даст число делений счетчика анемометра, приходящихся на одну секунду. Это и будет приближенная скорость ветра в м/сек. Для более точного определения скорости ветра пользуются переводным множителем, который указывается в поверочном свидетельстве, прилагаемом к анемометру. Истинная скорость ветра получается умножением числа делений, приходящихся на одну секунду, на соответствующий переводный множитель, взятый из поверочного свидетельства.

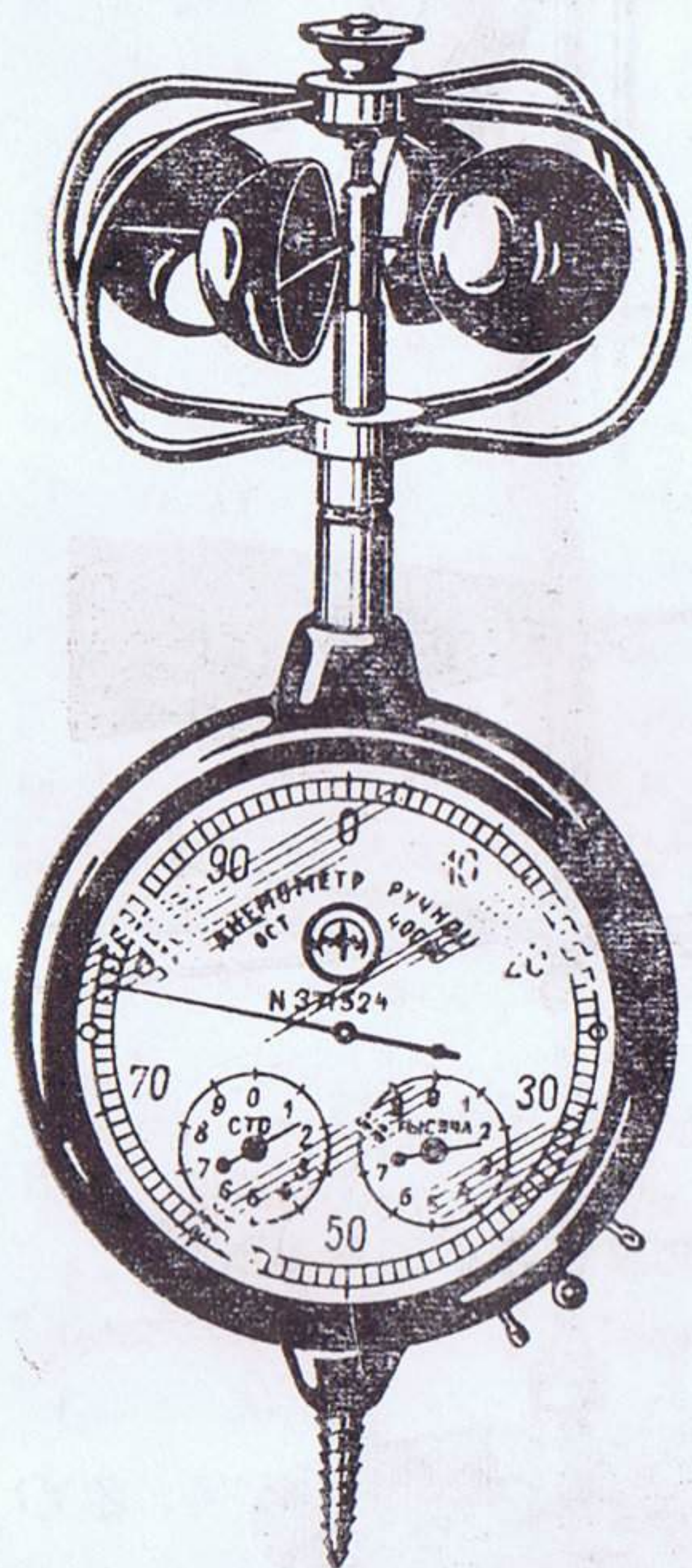


Рис. 31. Ручной анемометр

63. Скорость ветра. При движении воздуха вдоль земной поверхности на него действует сила трения о земную поверхность. Последняя вызывает значительные изменения как скорости ветра, так и направления его, причем наибольшие изменения происходят в слое, который соприкасается с поверхностью земли. Влияние трения на скорость ветра с высотой ослабевает. Поэтому наименьшая скорость ветра возникает у земной поверхности, по мере же удаления от нее

она увеличивается. Наблюдения показывают, что в среднем за год на высоте 300 м скорость ветра в 4 раза больше, чем на высоте 20 м.

Скорость ветра имеет суточный ход. Особенно резко он проявляется на суше, на небольших высотах, в ясную погоду. Наибольшие скорости ветра создаются в нижних слоях в околополуденные часы, наименьшие — ночью и ранним утром. Амплитуда суточных колебаний скорости ветра в течение года изменяется. Наименьшая амплитуда наблюдается зимой, наибольшая — в теплое время года.

В годовом ходе изменений скорости ветра имеются большие различия, которые вызываются местными условиями. На

материках годовой минимум скорости ветра приходится на летние месяцы, максимум — на зимние.

64. Причина ветра. Причиной возникновения ветра является неравномерное распределение давления воздуха на поверхности земли, вызываемое в свою очередь неравномерным распределением температуры воздуха.

В зависимости от географической широты и характера подстилающей поверхности воздух в одних местах нагревается больше, чем в других. Вследствие этого возникают разности температур, приводящие к образованию разностей в давлении. Это вызывает отток воздуха из мест, где давление выше, в места, где давление ниже.

Причиной ветра, таким образом, является разность давлений воздуха, создающаяся у земной поверхности. Эта разность определяется *барическим градиентом*. Последний представляет собой вектор, направленный по нормали к изобарам в сторону убывающего давления. За величину градиента принимается изменение давления на единицу расстояния. За единицу расстояния берут 1° дуги меридиана, или расстояние в 111 км. Барический градиент представляет силу, которая приводит воздух в движение. Чем больше градиент, тем больше скорость ветра.

65. Отклоняющая сила вращения Земли и сила трения. На поверхности земли все движущиеся тела, вследствие вращения Земли вокруг своей оси, отклоняются от своего первоначального направления вправо в северном полушарии и влево — в южном. Движение воздуха также не совершается в направлении градиента давления. Под влиянием вращения Земли вокруг оси ветры отклоняются от градиента вправо — в северном полушарии и влево — в южном. Эта отклоняющая сила вращения Земли вокруг оси называется *силой Кориолиса*. Величина этой силы W , действующей на единицу массы, равна

$$W = 2 \omega V \sin \varphi,$$

где ω — угловая скорость вращения Земли в радианах, равная 0,000073 в сек; φ — географическая широта; V — скорость ветра. На экваторе ($\varphi = 0^\circ$) отклоняющая сила вращения Земли равна нулю. Следовательно, на экваторе, независимо от скорости ветра, воздух всегда движется в направлении градиента. С возрастанием широты сила Кориолиса увеличивается и на полюсах ($\varphi = 90^\circ$) достигает наибольшего значения, а именно $2 \omega V$. Таким образом, ветры одной и той же скорости отклоняются от направления градиента тем значительно, чем больше широта. Если скорость ветра равна нулю, то и сила Кориолиса равна нулю. Следовательно, эта сила действует только на тела, находящиеся в движении.

Кроме отклоняющей силы вращения Земли, на движущуюся массу воздуха оказывает еще влияние сила трения, действующая со стороны земной поверхности. Эта сила при первом приближении прямо пропорциональна скорости ветра. Если обозначить силу трения через R , то

$$R = -kV,$$

где V — скорость ветра, а k — коэффициент трения, зависящий от характера подстилающей поверхности. В пересеченной местности и в горных странах он больше, чем на равнинах. Над морем коэффициент трения приблизительно в 4 раза меньше, чем над сушей. Знак минус в формуле указывает на то, что сила трения направлена в сторону, противоположную направлению ветра.

66. Воздушные течения в области пониженного давления. Пусть имеется область пониженного давления, представленная в виде системы замкнутых concentрических изобар. В этой области давление понижается от периферии к центру и достигает в последнем минимума. Таким образом, в области пониженного давления создается разность в давлении между периферией и центром. Барические градиенты в этой области направлены от периферии к центру. Ввиду этого в области пониженного давления образуются в том же направлении и воздушные течения. На эти течения оказывает еще действие сила Кориолиса, под влиянием которой они отклоняются в северном полушарии вправо от градиента. Под совместным действием двух сил — барического градиента и силы Кориолиса, — воздушные массы перемещаются в центральную часть области пониженного давления не по прямолинейным путям, а по путям, имеющим вид спиралеобразных кривых, причем последние закручиваются против часовой стрелки. Кривые, представляющие направление воздушных течений, называются *линиями токов*. Касательные к ним в любой точке совпадают с направлением ветра в этой точке.

В неподвижной области пониженного давления с круговыми изобарами линии токов у земной поверхности сходятся в точке, находящейся в центре области (рис. 32), называемой *точкой конвергенции*. В этой точке скорость ветра равна нулю. В данном случае отдельные частицы воздуха перемещаются по спиралям, совпадающими с линиями токов. Если же область пониженного давления перемещается, то пути воздушных частиц будут иными. В этом случае они представляют результат сложения движений этих частиц по спиральным линиям токов и поступательного перемещения последних вместе с областью пониженного давления. В данном случае траектории частиц будут иметь вид конвергирующих спиралей самых разнообразных форм.

В области пониженного давления воздушные массы, оттекающие от периферии к центру, образуют в северном полушарии вихрь с движением против часовой стрелки, а в южном — по часовой стрелке. Данная система ветров называется *циклонической*, а область пониженного давления с такой системой ветров называется *циклоном* (рис. 33).

Ввиду того, что в центральную часть циклона стекаются воздушные массы с его периферии, давление в центре циклона должно повышаться, величина барических градиентов уменьшаться и скорость ветра ослабевать. При таких условиях циклон в короткое время должен исчезнуть. Однако он

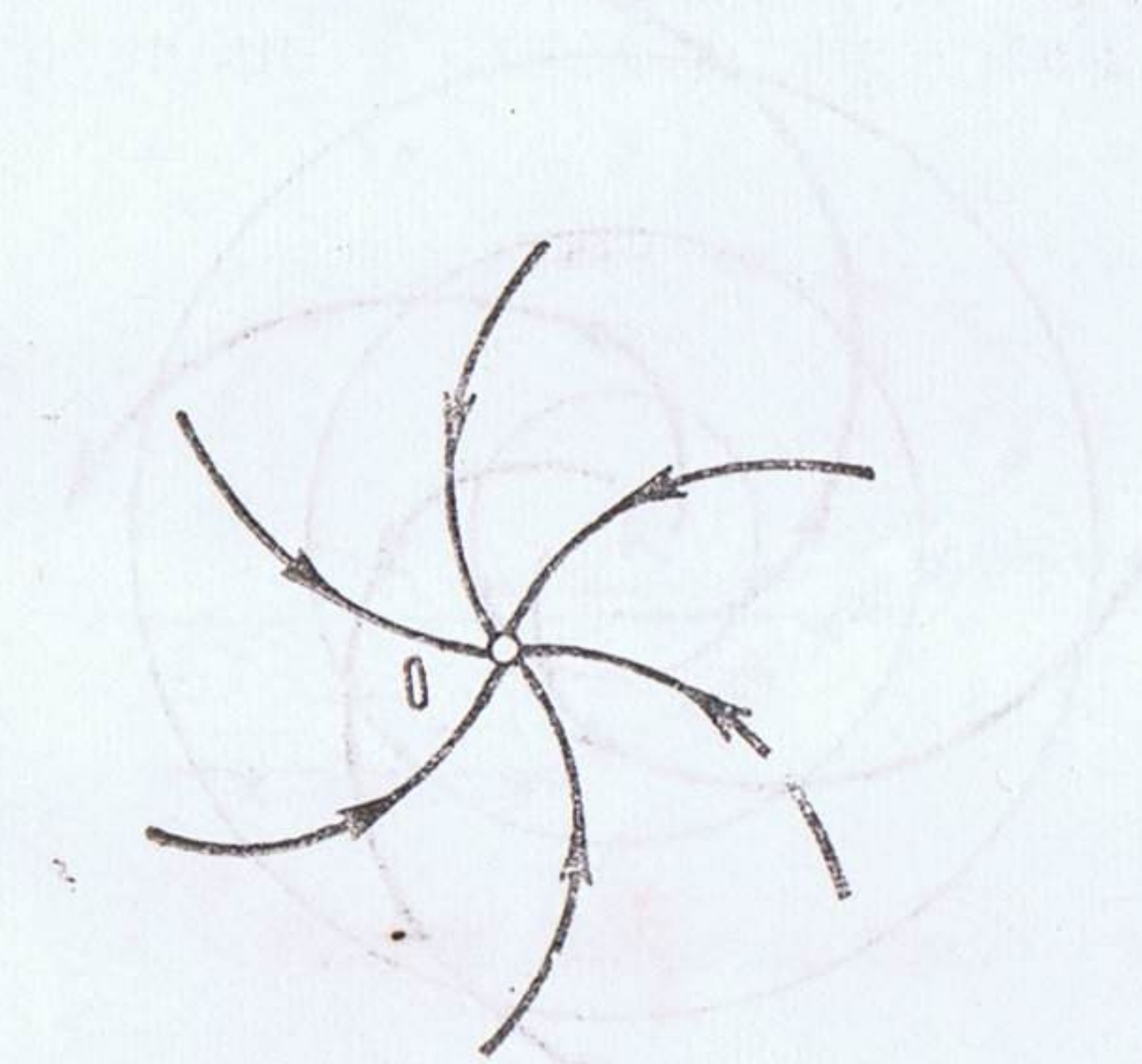


Рис. 32. Направление линий токов при конвергенции

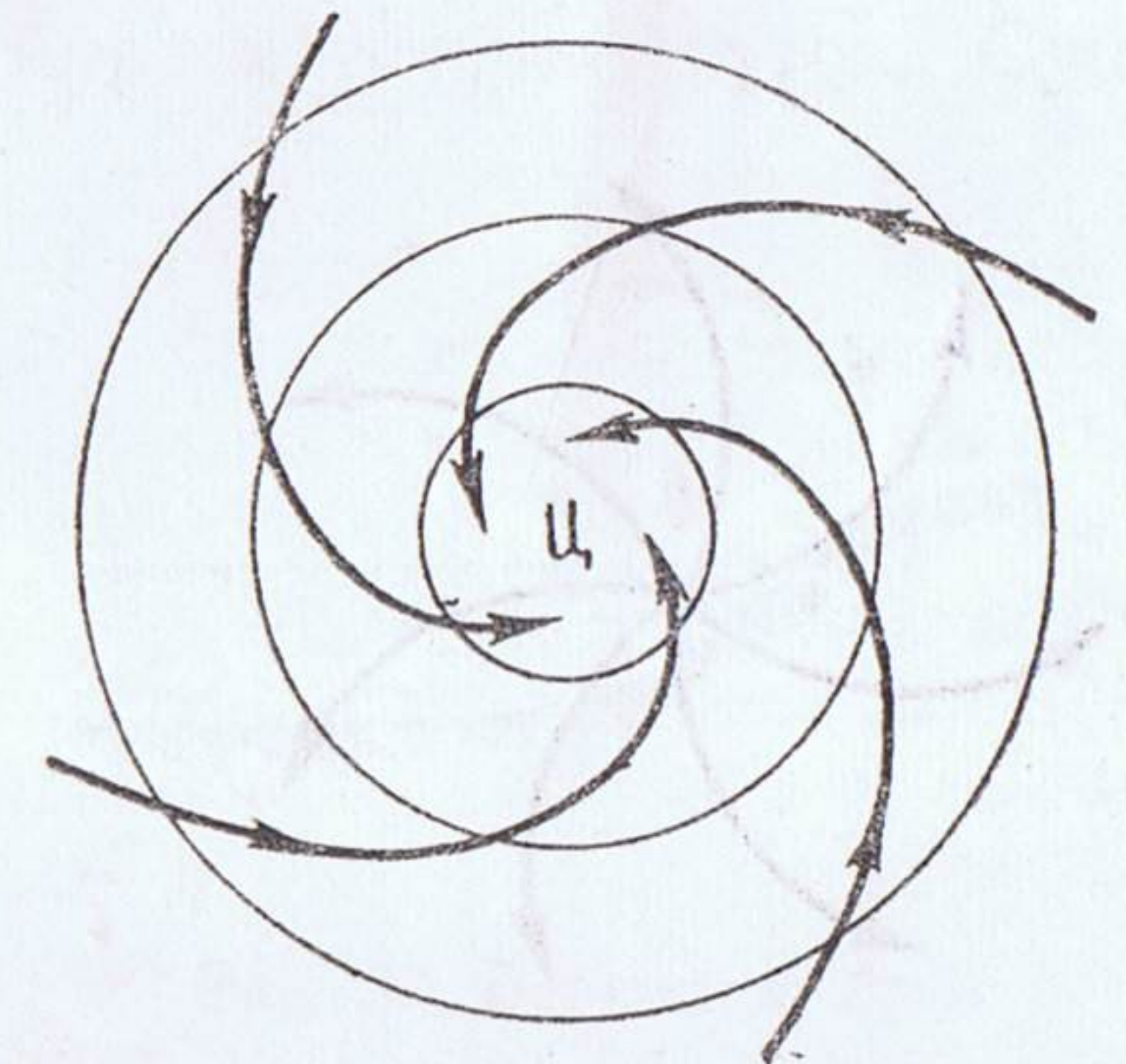


Рис. 33. Движение масс воздуха в области, занятой циклоном

существует в течение нескольких дней, причем за время его существования градиенты и скорости ветра в нем могут не только со временем убывать, но и возрасть. Это происходит потому, что в циклоне имеют место восходящие движения воздуха, а в высоких слоях тропосферы растекание его, что и поддерживает пониженное давление в циклонической области. Восходящие движения воздуха в циклоне создают благоприятные условия для конденсации водяного пара. Поэтому циклоны характеризуются облачной, или пасмурной погодой с осадками.

67. Воздушные течения в области повышенного давления. В области повышенного давления, представленной в виде системы замкнутых изобар, давление повышается от периферии к центру, где оно достигает максимума. Поэтому градиенты давления в этой области направлены от центра к периферии. В том же направлении совершается и отток воздушных масс, но под действием силы Кориолиса воздушные течения отклоняются от направлений градиентов вправо в северном полушарии, влево — в южном. В результате воздушные массы в

данной области оттекают от центра к периферии не по прямым путям, а по спиралеобразным траекториям. Эти пути в замкнутой и неподвижной области высокого давления расходятся из центральной точки, называемой *точкой дивергенции* (рис. 34). Таким образом, область высокого давления является областью дивергенции. В этой области воздух у поверхности земли растекается от центра во все стороны.

Воздушные массы, оттекающие от центра высокого давления к периферии, образуют в этой области вихрь с движением по часовой стрелке в северном полушарии и против ча-

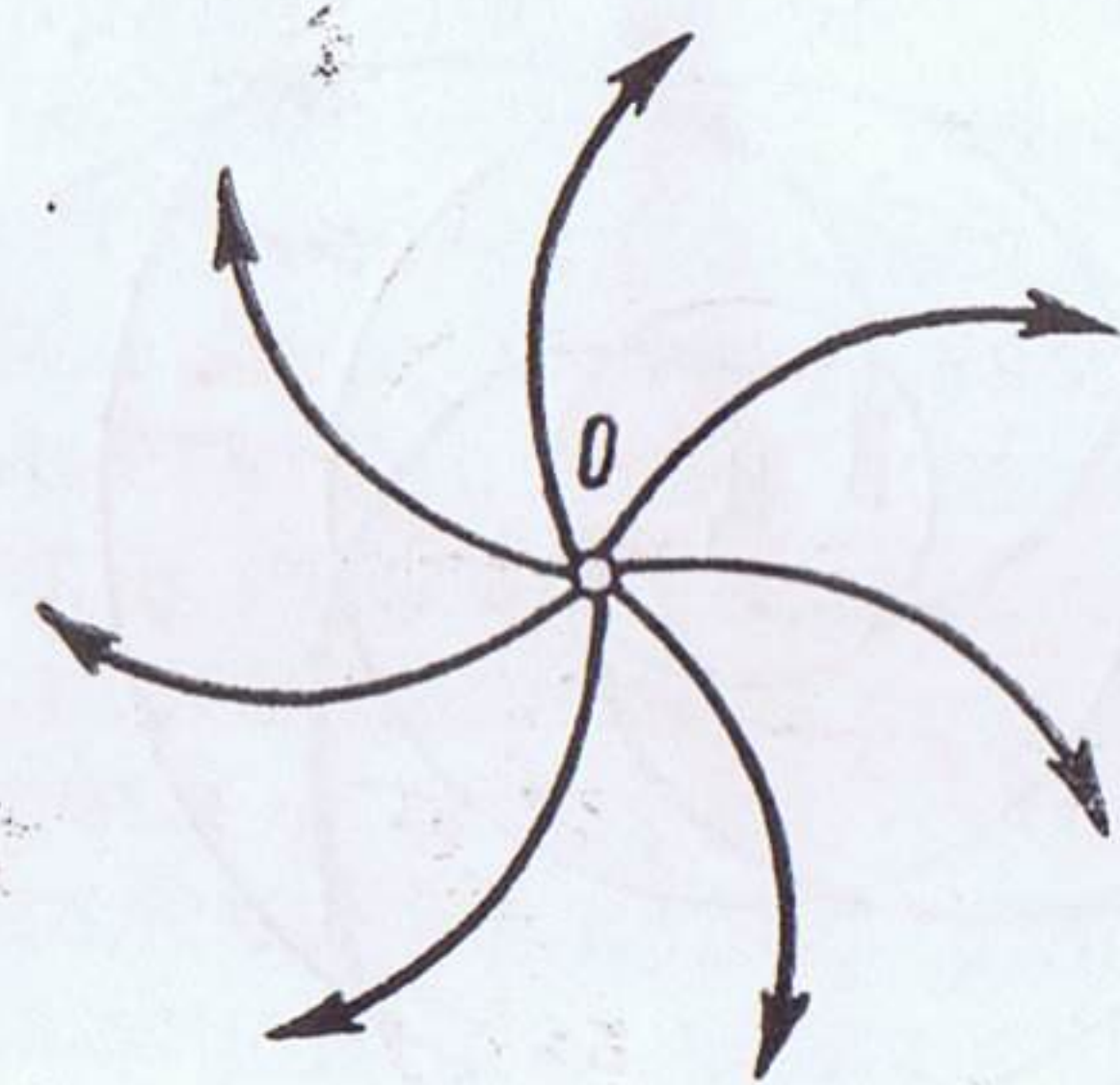


Рис. 34. Направление линий токов при дивергенции

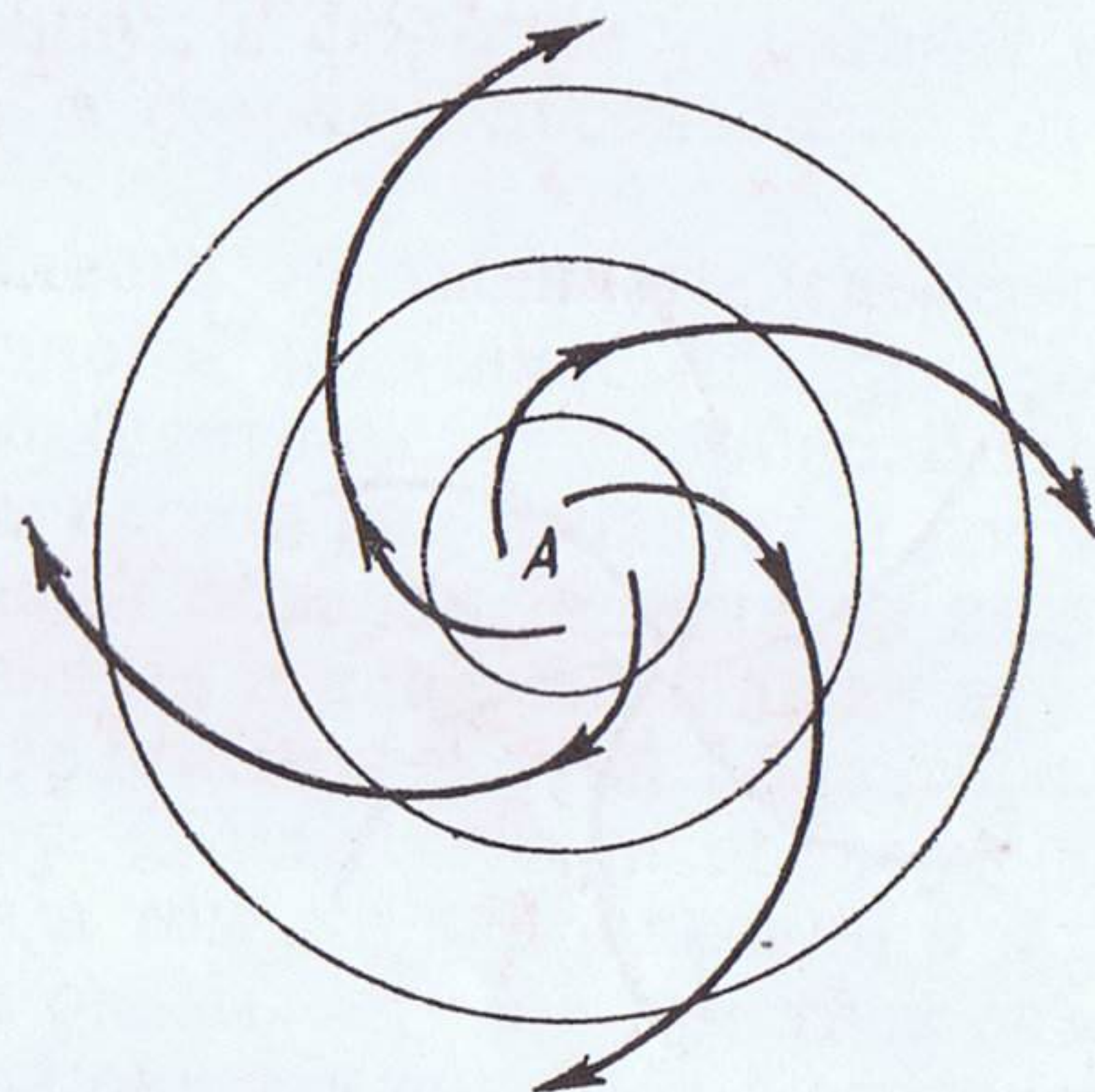


Рис. 35. Движение масс воздуха в области, занятой антициклоном

совой стрелки — в южном. Данная система ветров называется *антициклонической*, а область высокого давления с такой системой воздушных течений носит название *антициклона* (рис. 35).

Так как в области высокого давления массы воздуха оттекают от центра к периферии, то давление в центральной части области должно убывать, а разница в давлении между центром и периферией — сглаживаться. Однако высокое давление в центральной части области может поддерживаться долгое время. Это происходит потому, что растекающийся у земной поверхности воздух пополняется воздухом, опускающимся сверху вниз. Области высокого давления сопровождаются нисходящими движениями. Поэтому антициклоны сопровождаются ясной, сухой погодой без осадков.

68. Местные ветры. Так называются воздушные течения, возникающие в определенных районах под влиянием местных физико-географических условий. К ним относятся бризы, горно-долинные ветры, фён, борá и др.

Бризы. Бризами называются ветры на берегах океанов, морей и озер, меняющие направление два раза в сутки. Днем они дуют с моря на сушу, ночью — с суши на море. В низких широтах бризы образуются в течение всего года, в умеренных и высоких широтах — обычно в теплое время года. Особенно резко бывают выражены бризы в ясную, сухую погоду. Морской бриз днем в береговой полосе несколько понижает температуру воздуха и повышает влажность. Береговая полоса, захватываемая морским бризом, имеет ширину около 20—40 км, а иногда и более. Высота бризов в средних широтах определяется в несколько сот метров, в тропиках она больше.

Причиной образования бризов является неравномерное нагревание и охлаждение суши и моря в течение суток. Суша

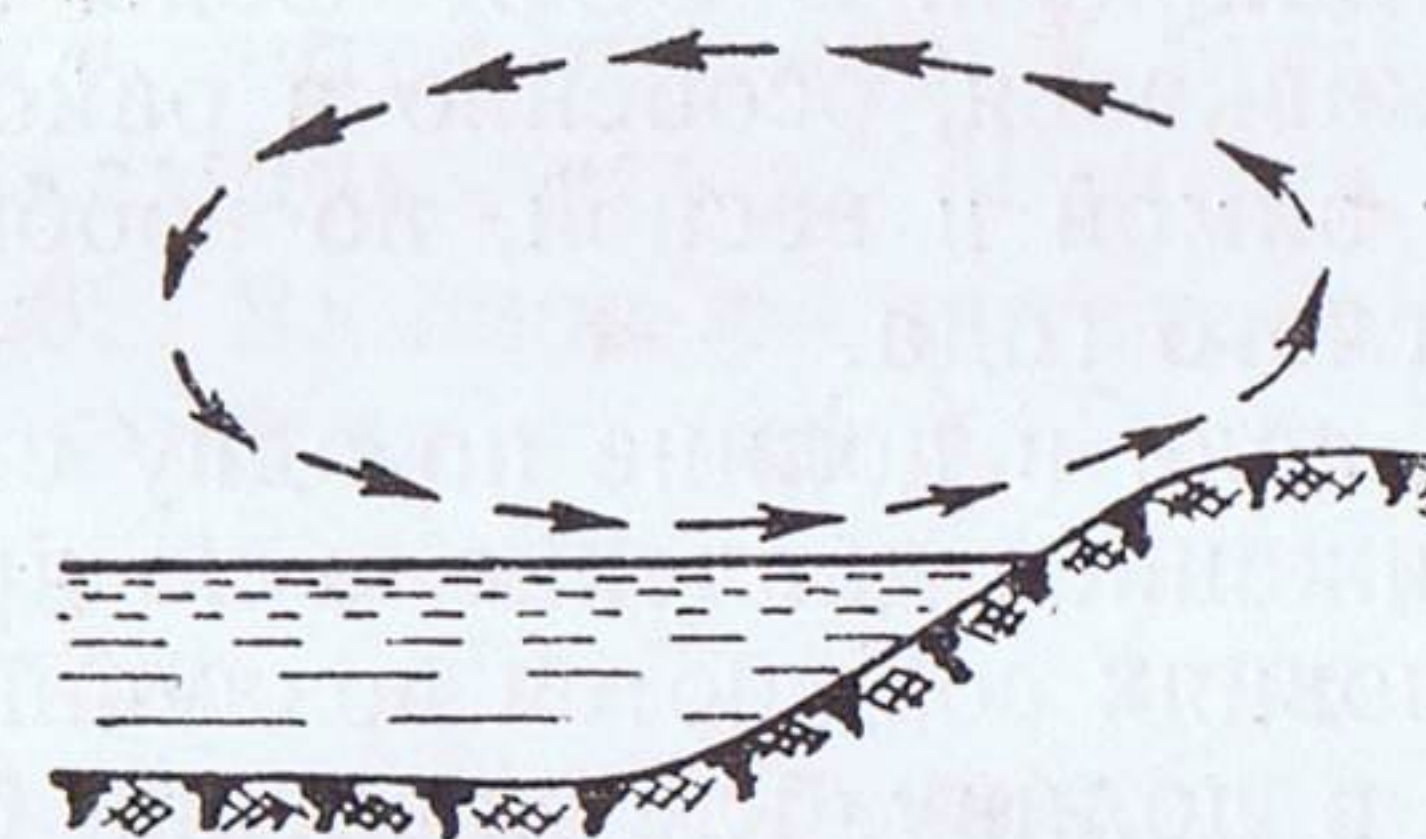


Рис. 36. Морской бриз

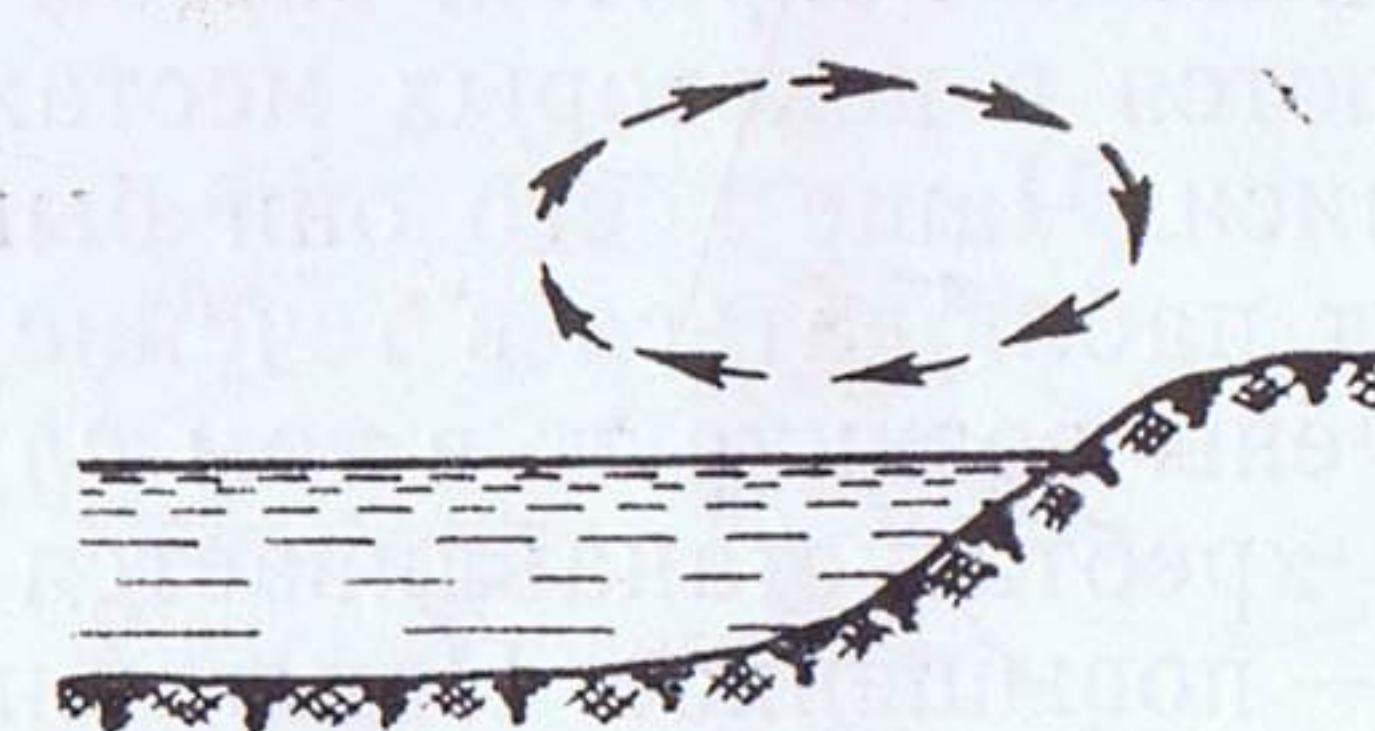


Рис. 37. Береговой бриз

днем нагревается сильнее, чем море; ночью, наоборот, она значительно охлаждается. Вследствие этого днем над сушей наблюдается поднятие нагретого воздуха и оттекание его на некоторой высоте с суши на море, где он опускается. Поэтому давление воздуха днем на суше несколько понижается, а над морем повышается. В результате днем у земной поверхности образуются градиенты давления, направленные в сторону суши, и устанавливается ветер с моря — *морской бриз* (рис. 36). Таким образом, создается циркуляция воздуха, вызываемая различным нагреванием суши и моря днем. Ночью происходит обратное явление. Суша ночью охлаждается больше, чем море. Это приводит к образованию несколько повышенного давления на суше и к возникновению градиентов давления, направленных от суши к морю. Поэтому у земной поверхности ночью ветер дует от берега к морю — так называемый *береговой бриз* (рис. 37).

Горно-долинные ветры. В горах в ясную сухую погоду происходит правильная смена ветров; днем ветер дует с долин, ночью, наоборот, — с гор. Особенно резко проявляется эта смена ветров в горных местностях летом. Наиболее значительные долинные ветры возникают днем, вдоль склонов, обращенных на юг.

В горной местности различают два типа местных воздушных течений — ветры склонов, дующие обычно поперек долин и горно-долинные ветры, дующие вдоль долин. Причиной ветров склонов днем является более сильное нагревание воздуха на склонах, чем на той же высоте в свободной атмосфере. Это вызывает подъем воздуха днем по склонам. Ночью же, благодаря охлаждению, воздух делается более плотным и стекает вниз по склонам в долину. Второй тип воздушных течений в горах — горно-долинные ветры — представляют более мощную циркуляцию воздуха, чем склоновые ветры. Днем они дуют по долине вверх, ночью — вниз. Эти ветры могут захватывать не только всю долину, но и значительную часть равнины, прилегающей к горному району.

Фён. Так называется очень теплый, сухой ветер, дующий с гор, иногда покрытых снегом и ледниками. В СССР фёны образуются в некоторых местах Закавказья, особенно в районе Кутаиси. Чаще всего они бывают зимой и весной, но вообще могут наблюдаться в течение круглого года.

Фёны возникают в том случае, если в долине по одну сторону хребта устанавливается пониженное давление, а по другую — повышенное. При таких условиях создаются воздушные течения, направленные от хребта в долину, где давление будет пониженным. Фёны могут возникать и в случае, когда данную горную систему занимает антициклон. Тогда происходит общее опускание воздуха и фёны наблюдаются по обоим склонам хребта.

Теплота и сухость фёна вызывается следующими причинами. Допустим, что воздух при своем движении встречает препятствие в виде горного хребта. Тогда он будет подниматься по наветренному склону и при этом адиабатически охлаждаться. Если воздух не насыщен паром, то его температура понижается на 1° на каждые 100 м поднятия до тех пор, пока водяной пар не достигнет состояния насыщения. При дальнейшем же подъеме воздуха температура его понижается на меньшую величину, так как водяной пар будет конденсироваться с выделением скрытой теплоты парообразования. Эта конденсация дает осадки, которые будут выпадать при подъеме воздуха. Достигнув вершины, воздух начнет по противоположному склону опускаться вниз и при этом адиабатически нагреваться на 1° на каждые 100 м опускания. Ввиду этого он приходит в долину с высокой температурой и низкой относительной влажностью (рис. 38).

Борá. Этот ветер является разновидностью горных ветров. Борá, так же как и фён, представляет собой ветер, дующий с гор, но при борé опускается не теплый воздух, как при фёне, а холодный. Последний при борé обычно опускается с невысоких хребтов, не превышающих 1000 м, поэтому нагревание

его при опускании незначительно. Образуется борá чаще всего в холодное время года.

Борá — очень сильный ветер, дующий с невысоких хребтов к теплему морю. В СССР особенной силы достигает борá в районе Новороссийска, где она является ветром северо-восточного направления (норд-ост). Борá здесь возникает при вторжении холодных арктических масс воздуха, достигающих Северного Кавказа, где из них формируется высокое давление. Если в это время над теплым незамерзающим Черным морем располагается область пониженного давления, то при таких условиях массы холодного воздуха устремляются к морю и в районе Новороссийска с прибрежного хребта Варада высотой от 400 до 650 м они опускаются в виде мощного воздухопада к Черному морю. Скорость ветра во время боры может достигать до 40 м/сек.

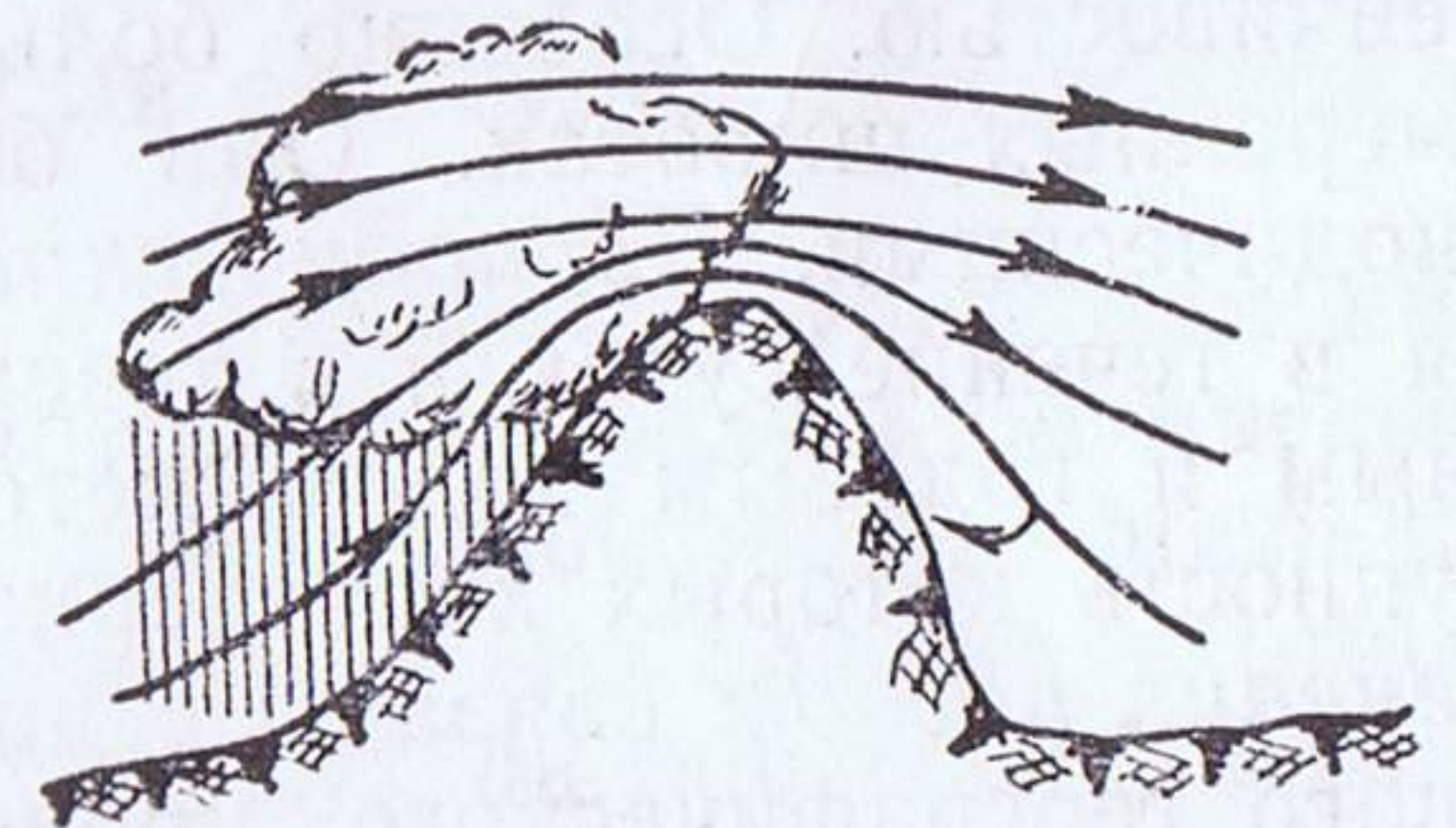


Рис. 38. Фён

69. Влияние растительного покрова на ветер. Растительный покров в сильной степени ослабляет ветер. Внутри растительного покрова обычно наблюдаются небольшие скорости ветра по сравнению с открытым местом. Особенно значительно уменьшает скорость ветра лес, который для движущейся массы воздуха представляет большое препятствие. Лес изменяет скорость, направление и структуру ветра. Воздушная масса, встречая на пути лес, обтекает его с опушек и сверху; отдельные струи воздуха проникают и в лес. Перемещающийся над кронами деревьев воздух затем опускается с подветренной стороны и вновь движется вдоль поверхности земли с пониженной скоростью. Эта скорость постепенно возрастает, и на расстоянии около 500 м от леса достигает первоначальной величины.

Около наветренной опушки леса происходит некоторое увеличение скорости, а также порывистости ветра, вызываемое усилением турбулентности. У этой опушки создается как бы воздушный прибой, с образованием в большом количестве маленьких вихрей.

С подветренной стороны влияние леса на скорость ветра, в зависимости от состава насаждения, возраста, высоты, рельефа и т. д. может простирается на зону, ширина которой равна 20—30-кратной высоте леса, а в некоторых случаях и более. Наибольшее же влияние леса на скорость ветра распространяется на расстояние, равное 10—15-кратной его высоте.

Особенно значительно уменьшают скорость ветра еловые насаждения; в них почти всегда наблюдается затишье.

Воздушный поток, обтекающий верхнюю поверхность лесного массива, значительно изменяет свою структуру. При обтекании многочисленных неровностей верхней границы полога леса в воздушном потоке образуется масса вихрей, вызывающих турбулентное состояние воздуха над лесом, которое обнаруживается на самолетах до высоты 200—300 м. Особенно заметно оно бывает в летнее время днем при повышенной скорости ветра.

Глава XII

ПОГОДА И ЕЕ ИЗМЕНЕНИЯ

70. Воздушные массы. Погода характеризуется большой изменчивостью. Особенно большие изменения ее происходят в умеренных широтах. Они бывают периодическими и непериодическими. *Периодические изменения погоды* совершаются в течение суток и в течение года. Они вызываются суточным и годовым ходом метеорологических элементов, совокупность которых характеризует погоду. *Непериодические изменения погоды* связаны с движением воздушных масс различного географического происхождения. Эти массы могут быть теплыми, холодными, сухими, влажными и т. д. Характер погоды зависит от того, какая воздушная масса приходит в данное место. Перемещение воздушных масс вызывает в районах, через которое они проходят, значительные изменения погоды.

Воздушная масса имеет большие размеры. Горизонтальная протяженность ее может определяться в несколько тысяч километров, вертикальная же — от нескольких сот метров до верхней границы тропосферы.

Воздушная масса характеризуется определенными физическими свойствами — прозрачностью, температурой, влагосодержанием, плотностью и т. д., по которым она отличается от другой воздушной массы. Так как каждая воздушная масса обладает приблизительно однородными физическими свойствами, то и погода на территории, занимаемая данной воздушной массой, будет также более или менее однородной. Если же воздушная масса сменяется другой массой, с иными физическими свойствами, то следствием этой смены будет изменение погоды. Особенно резкие изменения погоды совершаются при прохождении через данное место поверхности раздела между двумя различными массами.

Воздушные массы формируются в определенных районах. Ими являются обширные области с однородным характером подстилающей поверхности, в которых образуются устойчи-

вые антициклоны, например азорский и гавайский максимумы, создающиеся над поверхностью Атлантического и Тихого океанов в субтропических широтах, сибирский антициклон, возникающий в зимнее время над обширной поверхностью охлажденной суши, и т. д. Воздушные массы могут создаваться и в районах расположения устойчивых областей пониженного давления, например, в северной части Атлантического океана в районе образования исландского минимума, а зимой в районе Средиземного моря. Районами формирования воздушных масс могут быть и высокие широты. Из всех этих районов воздушные массы перемещаются в другие места, сохраняя в течение некоторого времени те свойства, которые они получили в очагах зарождения. Затем эти свойства изменяются вследствие воздействия на воздушные массы подстилающей поверхности. Характер этого воздействия зависит от рода поверхности, т. е. будет ли она сушей или водной поверхностью.

Воздействие подстилающей поверхности будет тем сильнее, чем больше отличается температура воздушной массы от температуры этой поверхности. По отношению к последней воздушные массы делятся на относительно теплые и относительно холодные, смотря потому, будут ли они теплее или холоднее подстилающей поверхности. Если масса воздуха поступает в более холодный район, т. е. в сторону более холодной подстилающей поверхности, то такая масса называется *теплой*. Если же воздушная масса поступает в более теплый район, т. е. в сторону более теплой подстилающей поверхности, то такая масса называется *холодной*.

Если теплая воздушная масса перемещается в районы, где подстилающая поверхность холоднее воздуха, то нижние слои этой массы начнут охлаждаться, вследствие чего она будет приобретать устойчивость. Конвективных токов в такой массе не образуется. Холодная же воздушная масса, перемещаясь в районы с теплой подстилающей поверхностью, снизу прогревается, вследствие чего она приобретает неустойчивость. В теплое время года в ней возникает конвекция с образованием кучевых и кучево-дождевых облаков. Из последних могут выпадать осадки ливневого характера.

71. Географическая классификация воздушных масс. Воздушные массы различного географического происхождения имеют неодинаковые физические свойства и вторжения их в данную местность будут вызывать соответствующие изменения погоды.

Различают следующие основные типы воздушных масс: *арктический* (в южном полушарии *антарктический*) *воздух* (АВ), *воздух умеренных широт* (УВ) и *тропический воздух* (ТВ). Эти воздушные массы, в зависимости от характера под-

стилающей поверхности, над которой они формируются, делятся на континентальные и морские. Различают еще *экваториальный воздух* (ЭВ), образующийся в экваториальной зоне, где формирование его идет под влиянием большого количества тепла, поступающего в виде солнечной радиации.

Континентальный арктический воздух (КАВ) формируется над ледяными полями Арктики, *морской арктический воздух* (МАВ) в высоких широтах океана, поверхность которого свободна от льда.

Континентальный арктический воздух очень холодный, водяного пара в нем содержится мало. Вторжение его в умеренные широты вызывает резкие и быстрые понижения температуры. С ними в СССР связаны сильные морозы зимой при ясной погоде и значительные заморозки весной и осенью.

Вертикальная мощность континентального арктического воздуха невелика — в среднем около 2 км, морского арктического — около 3—5 км. Проникая в более южные широты, арктический воздух растекается и мощность его уменьшается. Ввиду этого вторгающийся на Европейскую территорию СССР арктический воздух не в состоянии переваливать через горные хребты. При встрече с ними он огибает их. Так, в Закавказье арктический воздух может попадать только с северо-запада со стороны Черного моря, или с востока, со стороны Каспийского моря.

Морской арктический воздух, прежде чем попасть в северную часть Европы, проходит зимой над поверхностью океана, не покрытой льдом. При таких условиях он снизу несколько прогревается, но высокие его слои по-прежнему остаются холодными. Поэтому, попадая на материк, он может вызвать потепление. Однако на материке зимой морской арктический воздух снизу быстро охлаждается, и в последующее время он уже является холодной воздушной массой.

Континентальный воздух умеренных широт (КУВ) является наиболее характерной воздушной массой на континентах в умеренных широтах, в частности на территории СССР.

В зимнее время континентальный воздух умеренных широт формируется над сильно охлажденной поверхностью суши, покрытой снегом. Ввиду этого он значительно охлаждается, особенно снизу, и поэтому является устойчивой воздушной массой. В летнее время континентальный воздух умеренных широт значительно прогревается и делается неустойчивым. В нем развивается конвекция, благодаря которой образуются кучевые и кучево-дождевые облака.

Морской воздух умеренных широт (МУВ) приходит из умеренных широт океана. На континентах он перерождается в континентальный воздух и тем значительнее, чем дальше продвигается в глубь континента.

В зимнее время морской воздух умеренных широт будет теплым. Вторжение его вызывает потепление, достигающее иногда до оттепели. Летом он приносит прохладную погоду. При перемещении вдоль нагретой поверхности земли в нем развивается конвекция, приводящая к образованию кучевых и кучево-дождевых облаков. Из последних выпадают осадки ливневого характера, сопровождаемые грозами. Наиболее часто морской воздух умеренных широт наблюдается в западных районах СССР.

Континентальный тропический воздух (КТВ) в основном формируется в тропических пустынях. В теплое время года очагами его формирования могут являться юг Европейской территории СССР, Средняя Азия, Монголия и другие места.

Морской тропический воздух (МТВ) приходит из субтропических широт океанов, где он формируется в областях высокого давления (субтропических максимумах).

Физические свойства воздушных масс с течением времени изменяются. Они постепенно теряют свои свойства, полученные в очагах зарождения и приобретают новые свойства, характерные для других воздушных масс. Так, морской воздух умеренных широт, проникающий в Европу, по мере продвижения на восток постепенно теряет свойства морского воздуха и перерождается в континентальный. Последний, проникая в теплое время года на юг и юго-восток Европейской территории СССР, сильно прогревается до больших высот и может перейти в континентальный тропический воздух. Такое перерождение воздушных масс называется *трансформацией*.

72. Фронты. Воздушные массы отличаются друг от друга по своим физическим свойствам, главным образом по степени нагретости. Если одна воздушная масса приходит в непосредственное соприкосновение с другой массой, с иными физическими свойствами, то между ними имеется узкая переходная зона, которую можно рассматривать как поверхность раздела между ними. Так как холодный воздух плотнее теплого, то при своем перемещении он будет располагаться под теплым в виде клина у поверхности земли. Поверхность раздела в данном случае имеет наклон в сторону холодного воздуха. Такая поверхность раздела между различными массами воздуха называется *фронтальной поверхностью*, а линия пересечения ее с поверхностью земли — *линией фронта* или *просто фронтом*. При прохождении фронта имеют место весьма быстрые и значительные изменения температуры и влажности воздуха, ветра и других метеорологических элементов.

Фронты могут быть теплыми и холодными. *Теплым фронтом* называют такой фронт, когда теплый воздух натекает на холодный и захватывает новое пространство, холодный же воздух перед ним отступает. После прохождения теплого

фронта наступает потепление. *Холодным фронтом* называется такой фронт, когда холодный воздух подтекает под теплый и в виде клина продвигается вперед, вытесняя теплый воздух кверху. После прохождения холодного фронта наступает похолодание.

При теплом фронте происходит натекание теплого воздуха на холодный. При таком натекании воздух адиабатически охлаждается, что приводит к конденсации водяного пара и образованию облаков и осадков (рис. 39).

При приближении теплого фронта сначала появляются перистые облака, а затем перисто-слоистые. Давление воздуха

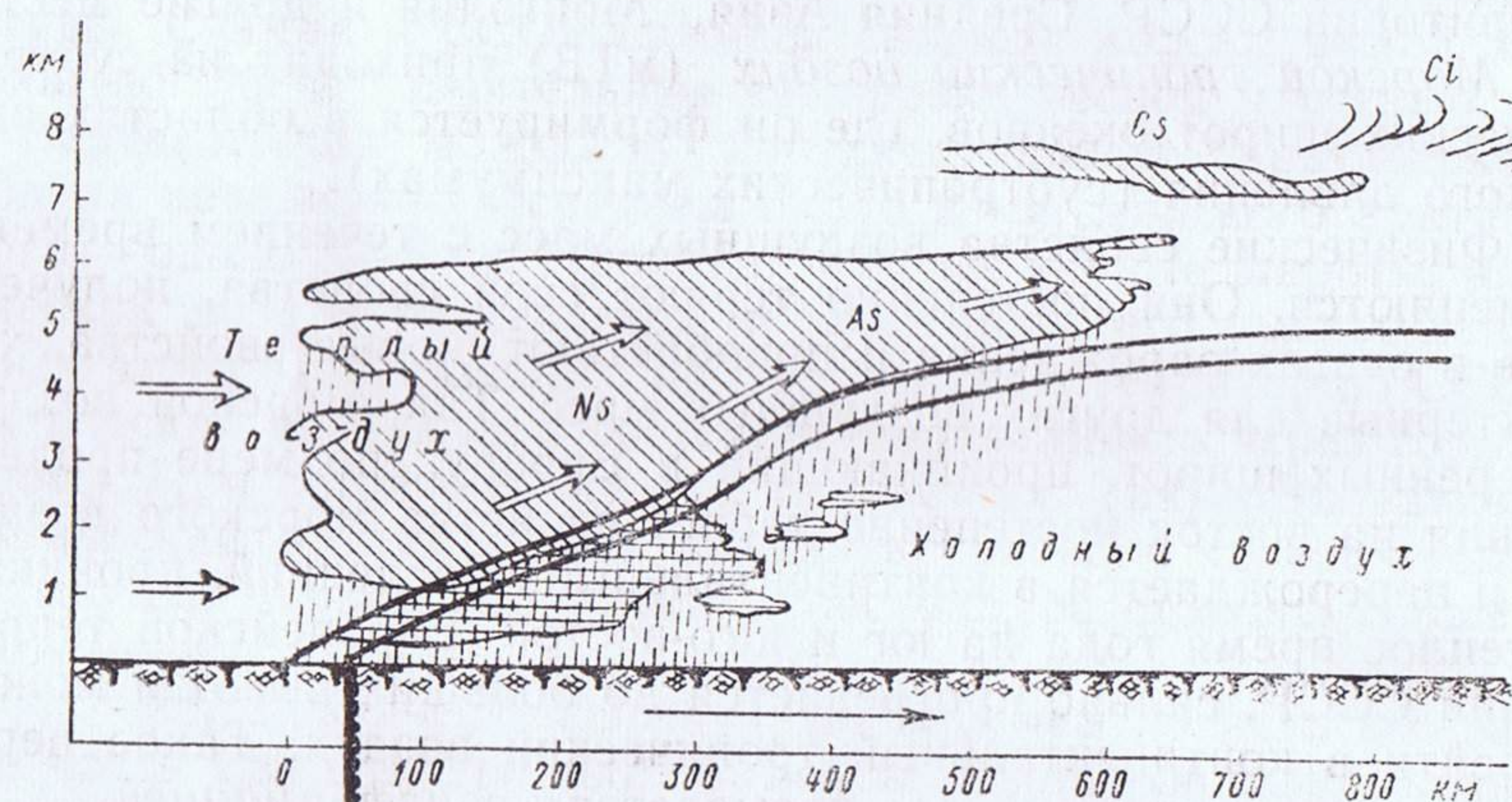


Рис. 39. Схема вертикального строения теплого фронта

понижается, а температура медленно повышается. При дальнейшем продвижении фронта перисто-слоистые облака сменяются высоко-слоистыми, последние слоисто-дождевыми, из которых выпадают осадки. Ветер с приближением фронта усиливается и делается порывистым; при прохождении фронта скорость ветра достигает наибольшей величины, температура воздуха повышается.

Различают два вида холодных фронтов: первого рода и второго рода.

Холодный фронт первого рода движется медленно, и теплый воздух поднимается спокойно, ввиду чего процесс конденсации водяного пара не носит бурного характера. Осенью, зимой и весной облачная система холодного фронта первого рода имеет большое сходство с облачной системой теплого фронта с той лишь разницей, что при прохождении холодного фронта первого рода облака наблюдаются в обратной последовательности по сравнению с теплым фронтом

(рис. 40). Летом же перед фронтом образуются кучево-дождевые облака, из которых выпадают осадки ливневого характера.

Перед прохождением холодного фронта первого рода давление воздуха падает, а за фронтом возрастает. Ветер перед

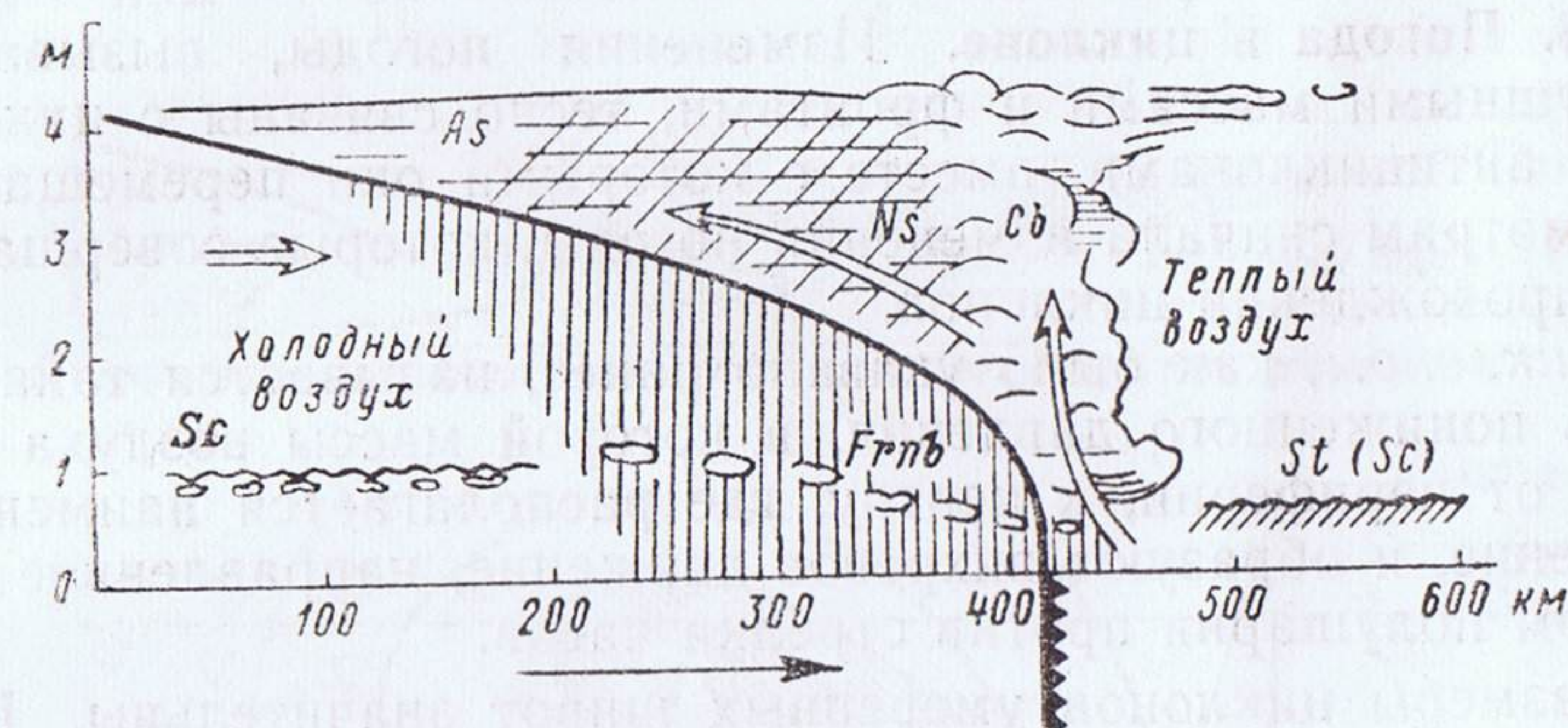


Рис. 40. Схема вертикального строения холодного фронта первого рода

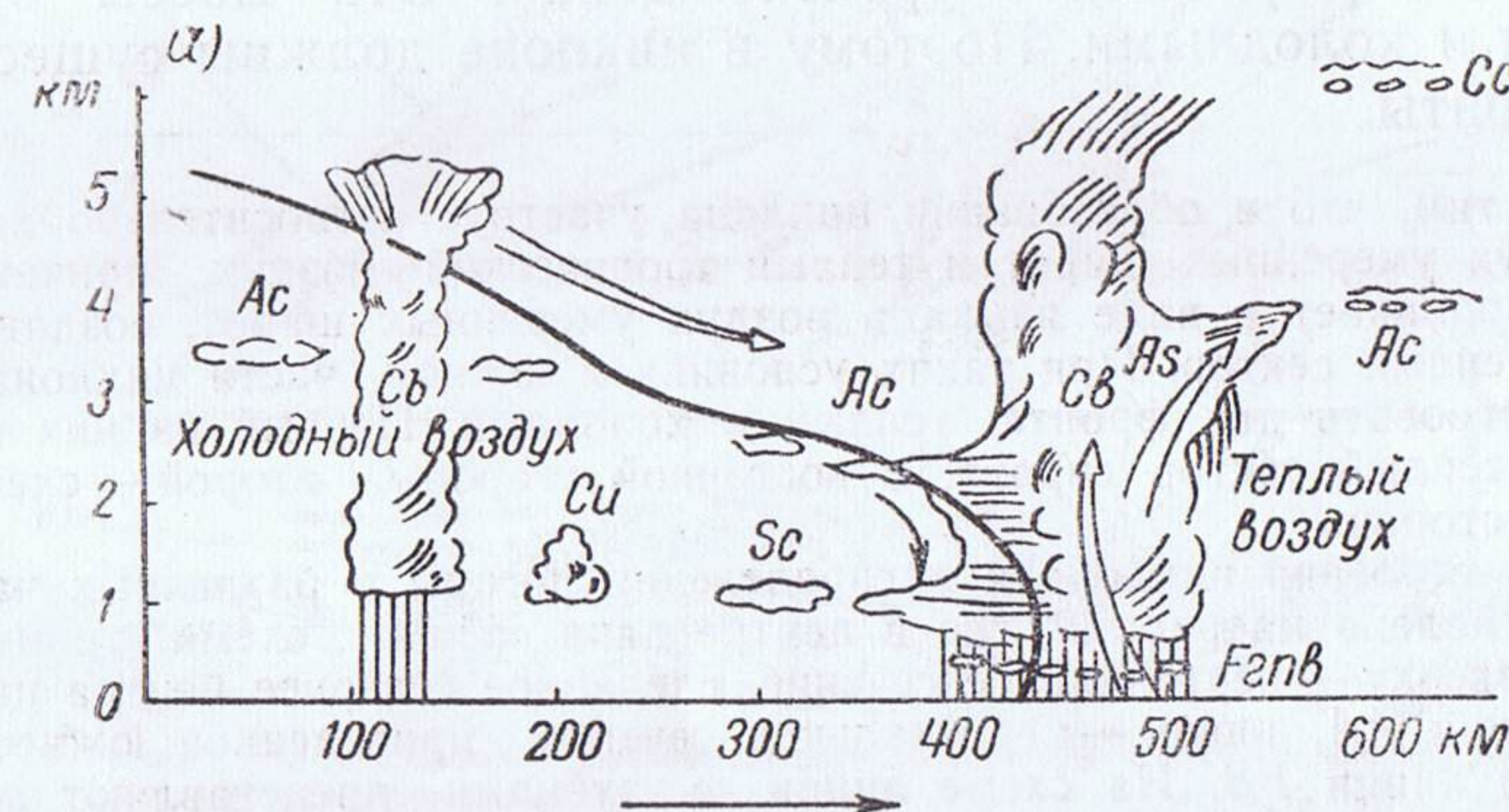


Рис. 41. Схема вертикального строения холодного фронта второго рода

фронтом усиливается, а за фронтом ослабевает, температура значительно понижается.

Холодный фронт второго рода — быстро движущийся фронт. При перемещении этого фронта холодный воздух бурно вытесняет теплый. Ввиду этого перед фронтом создаются сильные восходящие движения теплого воздуха, приводящие к образованию мощных кучево-дождевых облаков, которые дают осадки ливневого характера, сопровождающиеся грозами, а иногда и градом. Эти осадки выпадают в узкой прифронтовой полосе (рис. 41).

Перед прохождением холодного фронта второго рода обычно наблюдается повышенная температура; при прохождении фронта она быстро понижается. Перед фронтом давление падает, но за фронтом оно резко возрастает. Ветер перед фронтом усиливается, часто до бури, а при прохождении фронта он резко меняет направление.

73. Погода в циклоне. Изменения погоды, вызываемые воздушными массами и фронтами, тесно связаны с циклонами и антициклонами, вместе с которыми они перемещаются. Рассмотрим сначала изменения погоды, которые совершаются при прохождении циклонов.

Циклоном, как было указано ранее, называется такая область пониженного давления, в которой массы воздуха оттекают от периферии, к центру, где располагается наименьшее давление, и образуют вихревое движение, направленное в северном полушарии против стрелки часов.

Размеры циклонов умеренных широт значительны. Поперечник их может достигать нескольких тысяч километров. С огромной периферии циклона оттекают массы воздуха различного географического происхождения. Эти массы будут теплыми и холодными. Поэтому в циклоне должны существовать фронты.

Допустим, что в образовании циклона участвует относительно холодный воздух умеренных широт и теплый тропический воздух, причем последний проникает в виде языка в воздух умеренных широт, создавая в циклоне теплый сектор. При таких условиях в южной части циклона будут существовать два фронта: теплый и холодный. Первый из них ограничивает теплый сектор справа, с восточной стороны, второй — слева, с западной стороны.

Схема строения циклона и распределения погоды в различных частях его представлена на рис. 42, где в центре дана общая схема типичного циклона, вверху — вертикальное сечение, сделанное севернее центра циклона, по линии АА, внизу — вертикальное сечение, проведенное южнее его центра, по линии ВВ. На схеме линии с зубцами представляют линии фронтов — с тупыми зубцами линию теплого фронта, с острыми — холодного фронта.

Приведенные схемы наглядно показывают, какие характерные изменения погоды будут совершаться в случае, если циклон при перемещении захватывает местность своей северной или южной частью. Если циклон захватывает местность южной частью, то в этой местности происходят изменения погоды, свойственные изменениям ее при прохождении теплого и холодного фронтов. Сначала через данную местность проходит теплый фронт, затем теплый сектор и, наконец, холодный фронт.

Если центр циклона проходит южнее данного места, т. е. циклон захватывает местность своей северной частью, где фронтов нет, то резких изменений погоды не наблюдается,

так как внизу, у земной поверхности, остается все время холодный воздух, теплый же воздух располагается в более высоких слоях. В этом случае при приближении центра циклона выпадают только осадки обложного характера.

Чаще всего циклоны перемещаются с запада на восток, с тем или иным отклонением к северу или югу. Иногда бывают

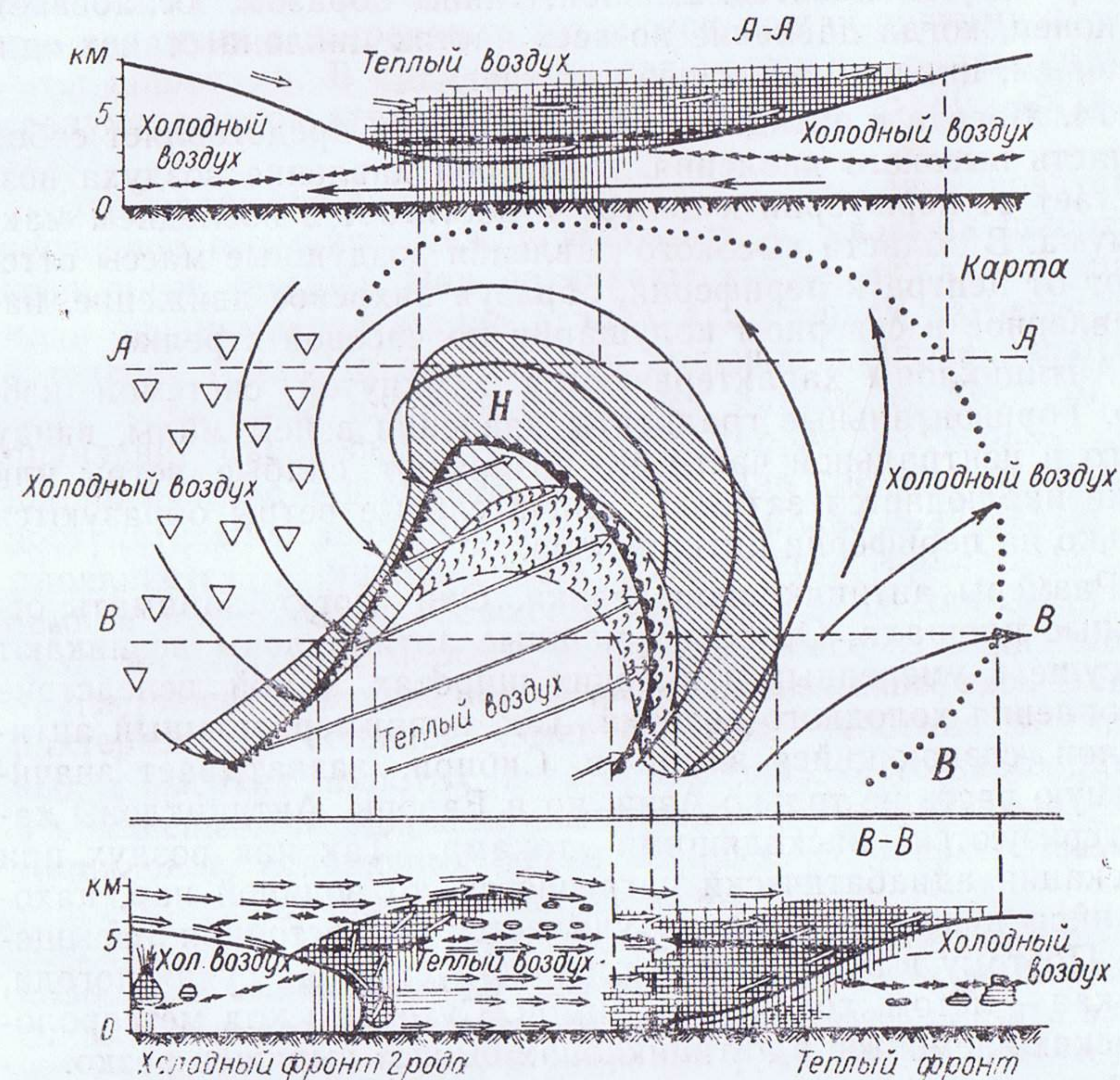


Рис. 42. Схема циклона

случаи движения циклона с юга на север или с севера на юг. Скорость перемещения циклонов различна. Летом она определяется в среднем в 30 км/час, зимой в 40 км/час.

Вместе с циклоном перемещаются и фронты. Однако холодный фронт вследствие непрерывного подтока холодного воздуха перемещается быстрее теплого фронта. Ввиду этого теплый сектор циклона суживается, фронты постепенно сближаются и, наконец, смыкаются. Соединяются также в одну зону осадки теплого и холодного фронтов. Теплый воздух при смыкании фронтов вытесняется кверху. Явление смыкания фронтов в циклоне носит название *окклюзии*, или *закрытия*

циклона. Линия, вдоль которой соединились теплый и холодный фронты называется *фронтом окклюзии*.

Теплый воздух, вытесненный при окклюзии кверху, постепенно охлаждается и рассасывается. Воздух в области циклона делается однородным. Давление в центре циклона начинает возрастать, а разница в давлении между центром и периферией уменьшается. Циклон, таким образом, ослабевает. Наконец, когда давление во всех частях циклона станет одинаковым, циклон полностью затухает.

74. Погода в антициклоне. Антициклон представляет собой область высокого давления, в которой давление воздуха возрастает от периферии к центру и достигает в последнем максимума. В области высокого давления воздушные массы оттекают от центра к периферии, образуя вихревое движение, направленное в северном полушарии по часовой стрелке.

Антициклоны характеризуются замкнутой системой изобар. Горизонтальные градиенты давления в нем малы, ввиду этого в центральной части его возникают слабые ветры или даже наблюдается затишье. Значительные ветры образуются только на периферии антициклона.

Размеры антициклонов велики. Они могут занимать огромные площади. Особенно мощные антициклоны возникают на суше в умеренных и высоких широтах зимой вследствие накопления холодного воздуха. Так, например, мощный антициклон, создающийся зимой в Сибири, захватывает значительную часть не только Азии, но и Европы. Антициклоны характеризуются нисходящими токами. Так как воздух при опускании адиабатически нагревается, то водяной пар, находящийся в нем, постепенно удаляется от состояния насыщения. Поэтому в антициклоне господствует ясная сухая погода, жаркая — летом, холодная — зимой. Суточный ход метеорологических элементов в антициклонах бывает выражен резко.

Фронты у поверхности земли во внутренней области антициклона отсутствуют, так как в нем имеет место растекание воздуха из центральной части, занятой однородной воздушной массой.

Антициклоны в Европу часто приходят из высоких широт, а также со стороны азорского максимума, располагающегося над Атлантическим океаном в субтропических широтах. В холодное время года в Восточную Европу антициклоны могут приходить со стороны Сибири.

Скорость перемещения антициклонов в Европе определяется в среднем около 30 км/час. Иногда наблюдаются антициклоны, перемещающиеся с большой скоростью, достигающей до 80 км/час. Очень часто образуются малоподвижные, устойчивые антициклоны, длительно застаивающиеся в одном ме-

сте. Такие антициклоны в теплое время года на суше создают засуху.

75. Схема общей циркуляции атмосферы. Воздушные течения в атмосфере вызываются неравномерным распределением солнечного тепла на поверхности земли, приводящим к неодинаковому нагреванию подстилающей поверхности и воздуха в различных поясах земного шара. Особенно значительные различия в нагревании создаются между низкими и высокими широтами. В среднем за год различия в температуре воздуха между этими широтами достигают до 40—45° и более.

Эти различия образуют разности в давлении воздуха, а последние вызывают между высокими и низкими широтами воздушные течения. Они возникают также между материками и океанами вследствие различий в степени нагретости их в течение года. На эти течения большое влияние оказывает сила Кориолиса, которая отклоняет потоки воздуха от направлений барического градиента — вправо в северном полушарии и влево — в южном, а также сила трения, тормозящая поступательное движение воздуха. Наиболее значительно она проявляется в нижнем слое тропосферы, прилегающем к земной поверхности. Совокупность всех этих движений воздуха, вызывающих перенос воздушных масс из одних мест в другие, носит название *общей циркуляции атмосферы*. Она характеризуется большой изменчивостью, особенно в умеренных и высоких широтах, в которых очень часто зарождаются и перемещаются вихревые возмущения в виде циклонов и антициклонов, создающих обмен воздуха и перераспределение тепла в меридиональном направлении.

Если допустить, что поверхность вращающейся Земли однородна и что источником движения воздушных масс является только разность температур между экватором и полюсами, создающая разности в давлении воздуха, то схема атмосферной циркуляции в нижнем слое атмосферы и у земной поверхности, с учетом силы Кориолиса, представится так, как она показана на рис. 43. На этой схеме видно, что у экватора (широта 0°) наблюдается пониженное давление, в субтропических широтах (30—35°) — повышенное, в субполярных (60—65°) — пониженное, в полярных — повышенное (см. § 60). При таком распределении давления воздуха у поверхности земли и в нижней тропосфере в тропических и полярных широтах образуются воздушные течения восточных направлений (восточный перенос воздуха), а в умеренных широтах — западных направлений (западный перенос воздуха). Ветры восточных направлений в тропических широтах называются *пассатами*. В северном полушарии они чаще всего бывают ветрами северо-восточного направления, в южном — юго-восточного.

Что же касается воздушных течений в верхней тропосфере и в стратосфере, то наблюдения показывают, что в этих слоях атмосферы преобладает перенос воздуха с запада на восток (западный перенос), кроме узкой экваториальной полосы, в которой преобладает восточный перенос.

76. Муссоны. Выше была рассмотрена схема общей циркуляции атмосферы при условии однородности земной поверх-

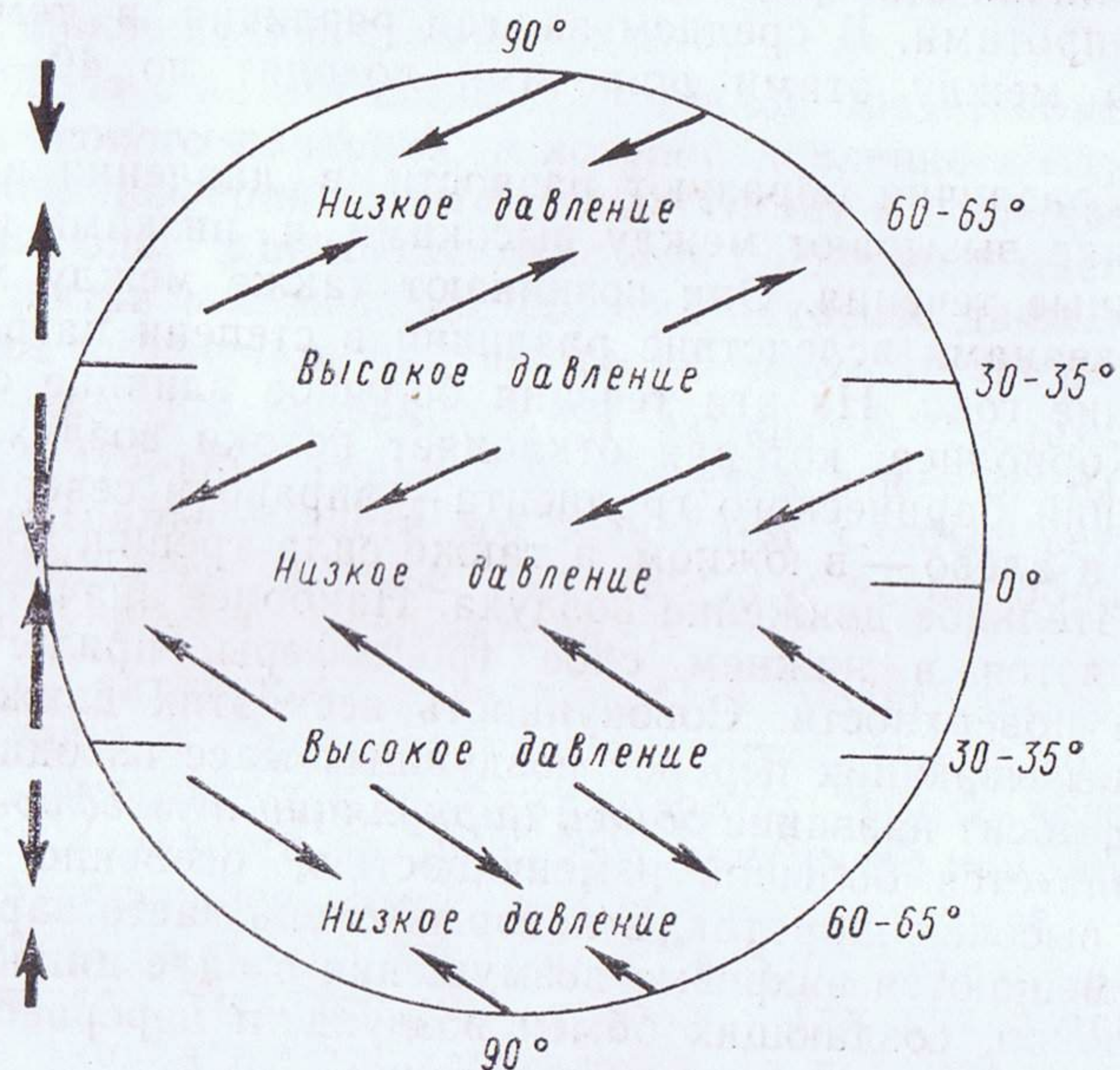


Рис. 43. Общая циркуляция атмосферы у земной поверхности

ности и при наличии только одного источника движения — разности температур между экватором и полюсом. В эту схему очень большие изменения вносят материки и океаны, которые отличаются между собой по тепловому состоянию. В силу этого между материками и океанами возникает особый режим воздушных течений, проявляющийся в виде муссонов.

Муссонами называются сезонные ветры, дующие летом с океана на сушу, зимой — с суши на океан. Причина их — различия в нагревании и охлаждении материков и океанов в течение года. В летнее время суша нагревается сильнее, чем океан, зимой же она, наоборот, более значительно охлаждается. Температурные различия, образующиеся между сушей и океаном, создают различия в распределении давления воздуха. Над сушей летом устанавливается область пониженного

давления, зимой — повышенного давления, над океанами же, наоборот, летом господствует высокое давление, зимой — низкое. Вследствие этого летом создается ток воздуха с океана на сушу в виде океанического муссона, зимой — с суши на океан в виде материкового муссона. Таким образом возникает мощное течение воздуха, захватывающее огромные районы. На направление муссонов влияет отклоняющая сила вращения Земли вокруг оси. Под влиянием этой силы муссоны в северном полушарии отклоняются вправо от направления градиентов, в южном — влево.

В тропической зоне возникают так называемые тропические муссоны. Они образуются вследствие того, что экваториальная полоса наибольшего нагревания и связанный с нею пояс пониженного давления летом перемещается на север от экватора, зимой — на юг от него. Эти перемещения приводят к тому, что пассат одного полушария проникает в другое, изменяя таким образом свое положение. Такие пассаты, изменяющие свое положение в течение года носят название тропических муссонов. Тропические муссоны хорошо выражены в экваториальной Африке, Индонезии, в Южной Азии, Северной Австралии и других местах. Особенно резко проявляются они на юге Азии, в северной части Индийского океана и в Аравийском море. Зимой здесь образуется северо-восточный материковый муссон, летом — юго-западный океанический муссон.

Муссоны хорошо выражены и на востоке Азии. Зимой в северной части Тихого океана создается область пониженного давления. На материке же образуется обширная область высокого давления. Это приводит к муссонному переносу воздуха с суши на море. Летом в Азии устанавливается пониженное давление. Над холодными же водами Охотского и Японского морей создается относительно повышенное давление. Ввиду этого возникает муссонный перенос воздуха с моря на сушу.

В местностях, где возникают муссоны, создаются особые типы погоды. При летнем муссоне, дующем с океана, устанавливается пасмурная дождливая погода; при зимнем муссоне, дующем с суши, — ясная, сухая погода.

В СССР муссоны образуются на берегах Японского и Охотского морей. Слабые муссоны создаются на Черноморском побережье Кавказа, на берегах Каспийского моря и Ледовитого океана.

77. Некоторые атмосферные явления. Грозы. Гроза представляет собой атмосферное явление в виде молнии и грома, вызываемое бурной конденсацией водяного пара и сопровождаемое обычно дождем или градом. Если видна только молния, а грома не слышно, явление называется зарницей. Пос-

ледная наблюдается в случае освещения облачных масс отдаленной молнией, невидимой в данном месте.

Механизм грозы еще полностью не изучен. Однако известно, что в верхней части грозового облака, где температура ниже -10° , обычно сосредоточиваются мелкие ледяные частицы, заряженные положительно. В более же низкой части облака, где температура выше 0° , находятся капли воды. Последние попадают в мощные вихревые движения, которые создаются в грозовом облаке, и разбрызгиваются на крупные и мелкие капли, причем мелкие капли, отделившиеся от поверхностных слоев, несут отрицательный заряд, крупные же заряжаются положительно. При таких условиях в грозовом облаке, вследствие разделения зарядов, появляются сильные электрические поля. Одновременно между отдельными частями облака возникает электрическая индукция. Последняя образуется также между нижней частью грозового облака и поверхностью земли. Чаще всего нижняя часть облака бывает заряжена отрицательно, на поверхности же земли под облаком появляются положительные заряды.

Молния при грозе возникает в том случае, если между облаком и поверхностью земли или между отдельными частями облака создается большая разность потенциалов. Она представляет искровой разряд (рис. 44). Диаметр разрядного канала колеблется от 3 до 30 см, длина же молнии определяется в среднем в 2—3 км, а в некоторых случаях она достигает до 15 км и более.

Молния обычно сопровождается громом. Сначала бывает видна молния, а затем слышен гром. Более поздняя слышимость грома вызывается тем, что звук распространяется с малой скоростью 300—350 м/сек.

Причиной грома является сильное и быстрое нагревание воздуха (до $25\,000^{\circ}$) вдоль разрядного канала. Это нагревание приводит к внезапному расширению воздуха и образованию волны сгущения, переходящей в звуковую волну. Так как расстояние от различных точек молнии до наблюдателя неодинаково, то звуковые волны, приходящие из разных точек пути молнии и налагающиеся друг на друга, будут восприниматься как раскаты грома. Эти раскаты могут также вызываться многократным отражением звука от облаков, возвышенностей, земной поверхности и т. д.

Молния чаще всего поражает высокостоящие предметы. Она иногда раскалывает и расщепляет стволы деревьев, сдирает с них кору. Из древесных пород наиболее часто поражаются те деревья, которые стоят изолированно, т. е. отдельно от других. Большое значение при этом имеет кора дерева. Деревья, имеющие неровную кору, задерживающую стекание воды со ствола, например, дуб, поражаются молнией гораздо

чаще, чем деревья с гладким стволом, например, береза. Молния часто вызывает лесные пожары.

Суховеи. Так называются ветры, приносящие нагретые и сухие массы воздуха. Они причиняют в короткое время повреждения растению ввиду нарушения в их организме водного

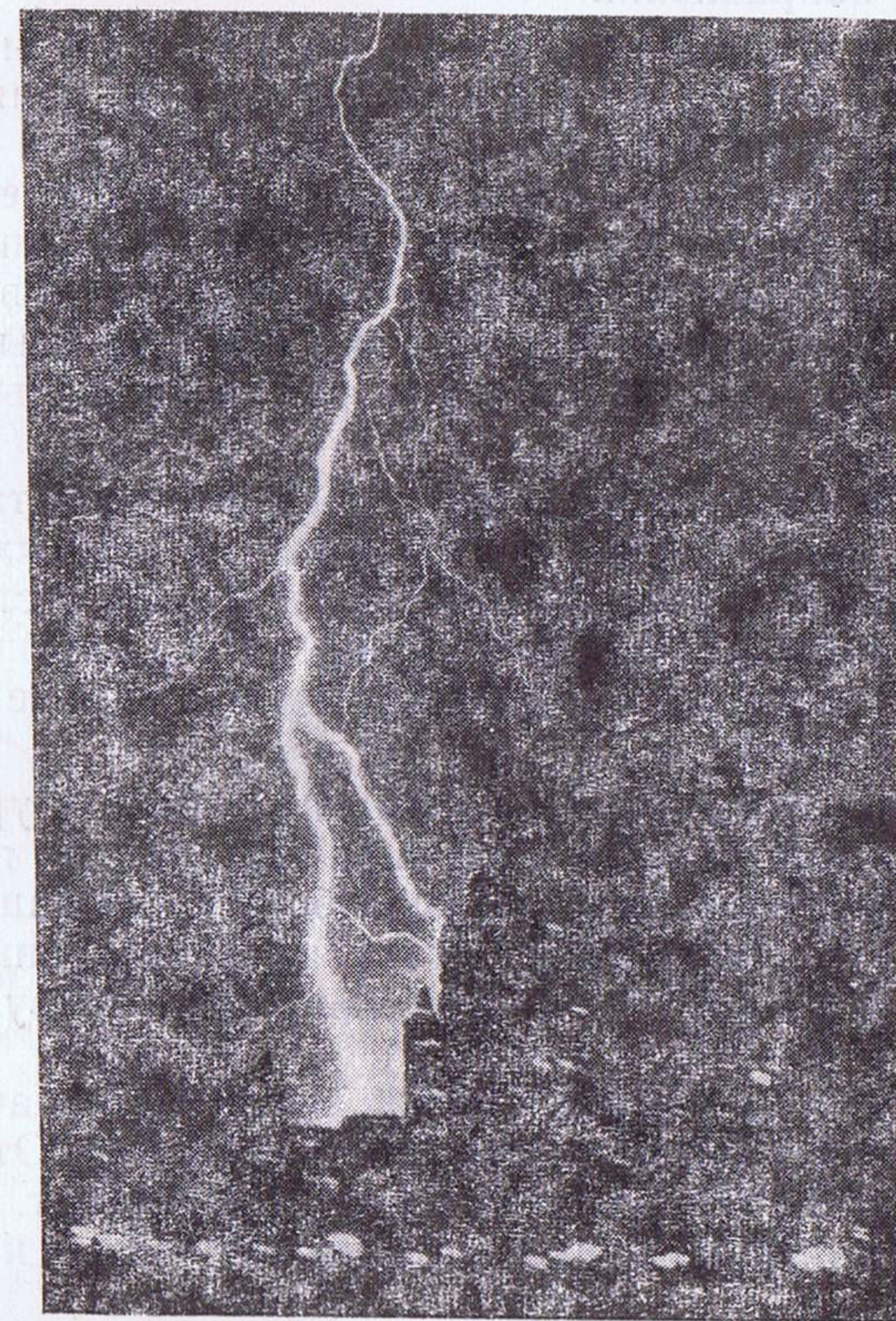


Рис. 44. Молния (на фоне Московского государственного университета). Фото Г. Цекавый (ж. «Советский союз», № 9 (103), 1958)

баланса в сторону превышения расхода влаги испарением над приходом ее через корневую систему. Повреждения растений в данном случае выражаются в сильном и быстром увядании, в пожелтении и усыхании листьев. Весьма опасны для растений суховеи при высоких температурах.

Суточный ход метеорологических элементов во время суховея весьма своеобразен: высокая температура, пониженная относительная влажность, повышенная скорость ветра и зна-

чительное испарение наблюдаются не только днем, но и ночью; роса в ночные часы не образуется.

Обычно суховеи возникают в степной и лесостепной зонах СССР. Особенно часты суховеи в юго-восточных районах и в южной полосе Европейской территории СССР. Здесь суховеями чаще всего бывают ветры восточных, юго-восточных и южных направлений.

С суховеями связаны так называемые черные или пыльные бури, образующиеся часто в степной зоне. Под влиянием суховея верхний пахотный слой почвы высыхивается и мелкие частицы земли в случае сильного ветра начинают переноситься в огромном количестве в атмосферу. При сильных сухих ветрах почва выдувается, корневая система всходов и взрослых растений обнажается и растения погибают. Выдуваются также семена растений. В местах же отложения пыль засыпает растения.

Наиболее часто пыльные бури образуются в Ставропольском крае, на юге Украины, в Поволжье, в южных степных районах Западной Сибири, Казахстане и других местах. Чаще всего они бывают ранней весной, менее часто — осенью и редко — летом. Иногда при отсутствии снега пыльные бури на юге бывают и зимой.

Для защиты растений от суховея и пыльных бурь огромное значение имеет посадка полос защитных лесных полос, которые, уменьшая скорость ветра, способствуют на защищенных участках сокращению расхода влаги через испарение почвой и растениями и в то же время они защищают почву от выдувания.

78. Предсказание погоды. Погода оказывает значительное влияние на хозяйственную деятельность человека. От ее условий зависит успешное проведение различных работ. Неблагоприятные условия погоды часто причиняют ущерб народному хозяйству.

Большое значение в данном случае имеет предсказание погоды, в частности предвидение неблагоприятных ее условий, позволяющее заранее принять меры предосторожности и провести мероприятия, ослабляющие вредное влияние их. Поэтому для различных отраслей народного хозяйства важное значение имеет информация о текущем состоянии погоды, а также прогноз ее на ближайшее время. Эту работу в СССР осуществляет так называемая служба погоды, опирающаяся на сеть метеорологических станций. Последние производят наблюдения в определенные сроки, зашифровывают их по особому международному коду и затем передают результаты наблюдений по телефону, телеграфу или радио областным бюро погоды и в Гидрометеорологический

центр (Гидрометцентр) СССР, который возглавляет в нашей стране службу погоды.

По сведениям, полученным с метеорологических станций за тот или иной срок наблюдений, в бюро погоды и в Гидрометцентре составляется так называемая *синоптическая карта погоды* (рис. 45). Последняя представляет собой географическую

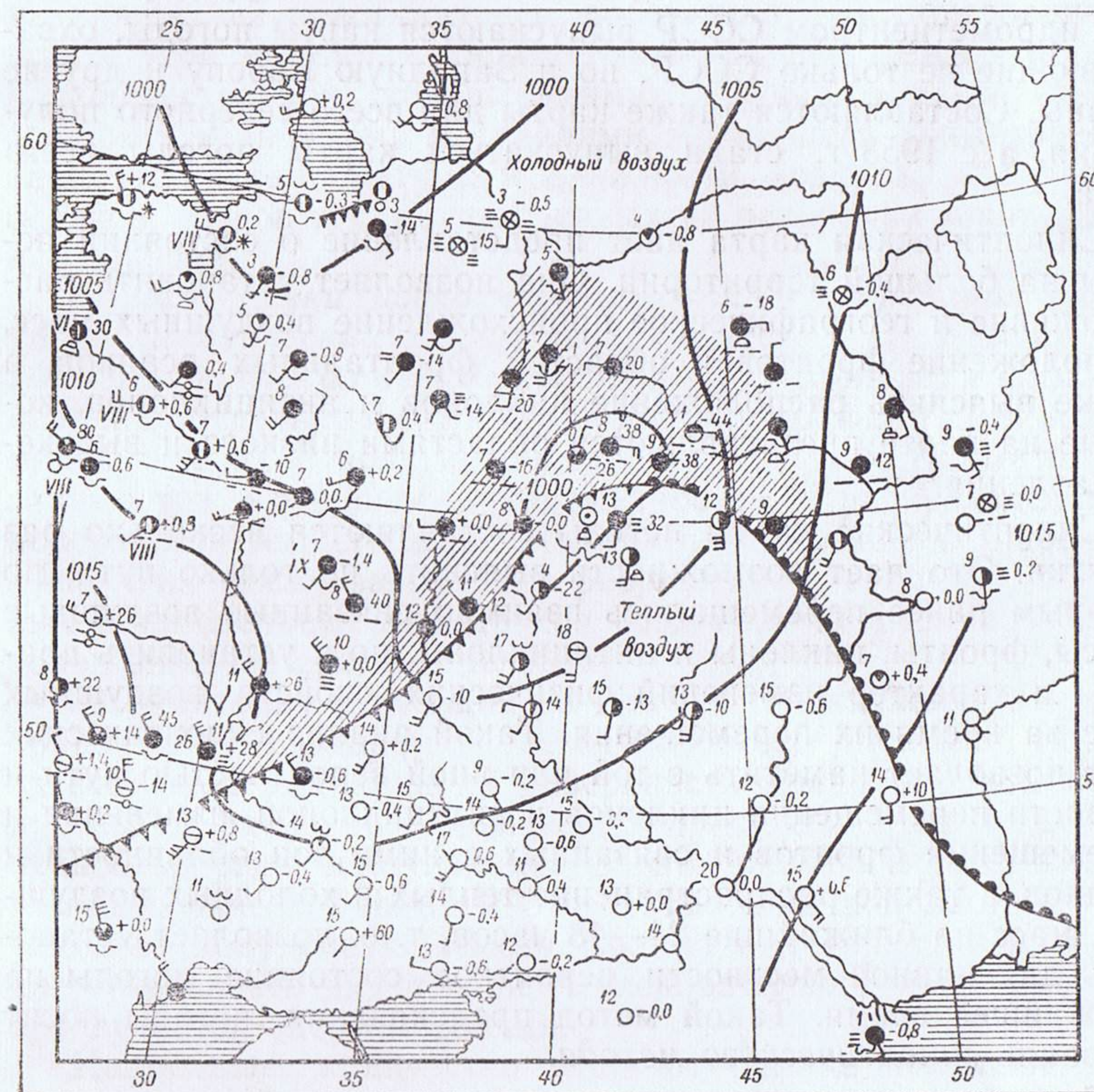


Рис. 45. Синоптическая карта

карту, на которую при помощи условных обозначений наносят результаты наблюдений, полученные со станций за определенный срок.

На синоптической карте каждая метеорологическая станция представлена кружком. Характер зачернения этого кружка соответствует степени покрытия неба облаками в данном месте. Стрелки около кружков указывают направление ветра, а черточки у стрелок — силу ветра. Цифры, стоящие у кружков, показывают температуру воздуха, высоту облаков и т. д. Кроме того, особыми значками обозначаются формы облаков и раз-

ные явления. На карте проводят также изобары, фронты и выделяются области выпадения осадков.

В настоящее время синоптические карты составляются не только для поверхности земли (приземные), но и для различных слоев атмосферы (высотные). Между отдельными странами производится при помощи радио обмен метеорологическими сводками. В результате создается возможность составления синоптической карты для большой территории.

Гидрометцентром СССР выпускаются карты погоды, охватывающие не только СССР, но и Западную Европу и другие страны. Составляются также карты для всего северного полушария, а с 1953 г. стали выпускаться карты погоды всего мира.

Синоптическая карта дает представление о состоянии погоды на большой территории. Она позволяет установить расположение и географическое происхождение воздушных масс, расположение фронтов и областей фронтальных осадков, а также выяснить расположение циклонов и антициклонов, которые на карте представляются областями низкого и высокого давления.

Синоптические карты погоды составляются несколько раз в сутки. Это дает возможность выяснить не только пути, по которым ранее перемещались взаимно связанные воздушные массы, фронты, циклоны и антициклоны, но и установить причины и характер изменений физических свойств воздушных масс за время их перемещения. Такой анализ синоптических карт позволяет наметить с той или иной вероятностью пути и скорости перемещения циклонов и антициклонов, изменения и перемещения фронтов и связанных с ними зон облачности и осадков, а также распространение теплых и холодных воздушных масс на ближайшие 24—48 часов, т. е. позволяет установить для данной местности вероятное состояние погоды на ближайшее время. Такой метод предсказания погоды носит название *синоптического метода*.

Большую роль в прогнозе погоды должны будут сыграть искусственные спутники Земли. Уже в настоящее время для этой цели используют телевизионные изображения, передаваемые спутниками во время их полета. Эти изображения дают возможность выяснить расположение на Земле снежного покрова, льдов в полярных морях, зон осадков, облачного покрова, облачных систем и вихрей, связанных с циклонами, ураганами и штормами и т. д. Регулярное получение таких снимков позволяет следить за развитием различных процессов в атмосфере, в частности, за возникновением и перемещением циклонов и ураганов, что имеет большое значение в прогнозировании погоды.

КЛИМАТООБРАЗОВАНИЕ. МИКРОКЛИМАТ

79. Понятие о климате. Климатом называется закономерная последовательность атмосферных процессов, создающаяся в данной местности в результате взаимодействия солнечной радиации, атмосферной циркуляции и физических явлений, происходящих на подстилающей поверхности, и обуславливающая в этой местности характерный для нее режим погоды. С количественной стороны климат обычно характеризуется средними величинами и крайними значениями климатических элементов — температуры и влажности воздуха, облачности, осадков, ветров и т. д., выведенных на основании многолетних наблюдений.

Область науки, изучающая условия формирования климата и климатический режим различных стран и районов, называется *климатологией*. Она рассматривает взаимосвязи между отдельными климатообразующими факторами и взаимодействием их с подстилающей поверхностью. Климатология занимается изучением закономерностей в распределении на поверхности земного шара атмосферных явлений и типов климата. Она также занимается разрешением вопросов, связанных с изменением климата под воздействием различных факторов внешней среды и человека.

80. Факторы, влияющие на климат. Важнейшим климатообразующим фактором является *солнечная радиация*, так как за счет этой радиации на поверхности земли и в атмосфере протекают различные физические процессы. Количество солнечной энергии, поступающей на поверхность земли, зависит от географической широты. Последняя в данной местности определяет полуденную высоту Солнца над горизонтом и продолжительность дня и ночи, а следовательно, и приходо-расход лучистой энергии Солнца.

Наибольшее количество тепла от Солнца получают экваториальная зона и тропические широты, благодаря чему в этих местах создаются жаркие тропические климаты. Годовые величины суммарной радиации в тропических пустынях достигают до $200 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{год}$, а в Северо-Восточной Африке даже до $220 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{год}$ и более. Наименьшие же количества тепла получают полярные страны и районы, расположенные у полюсов, что создает в этих местах суровые холодные климаты. Годовые величины суммарной радиации за полярным кругом меньше $80 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{год}$ (рис. 46).

Наибольшие величины радиационного баланса наблюдаются во влажных тропических районах (рис. 47). На севере Аравийского моря они достигают $140 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{год}$. Причиной



Рис. 46. Суммарная радиация за год (kcal/cm^2)

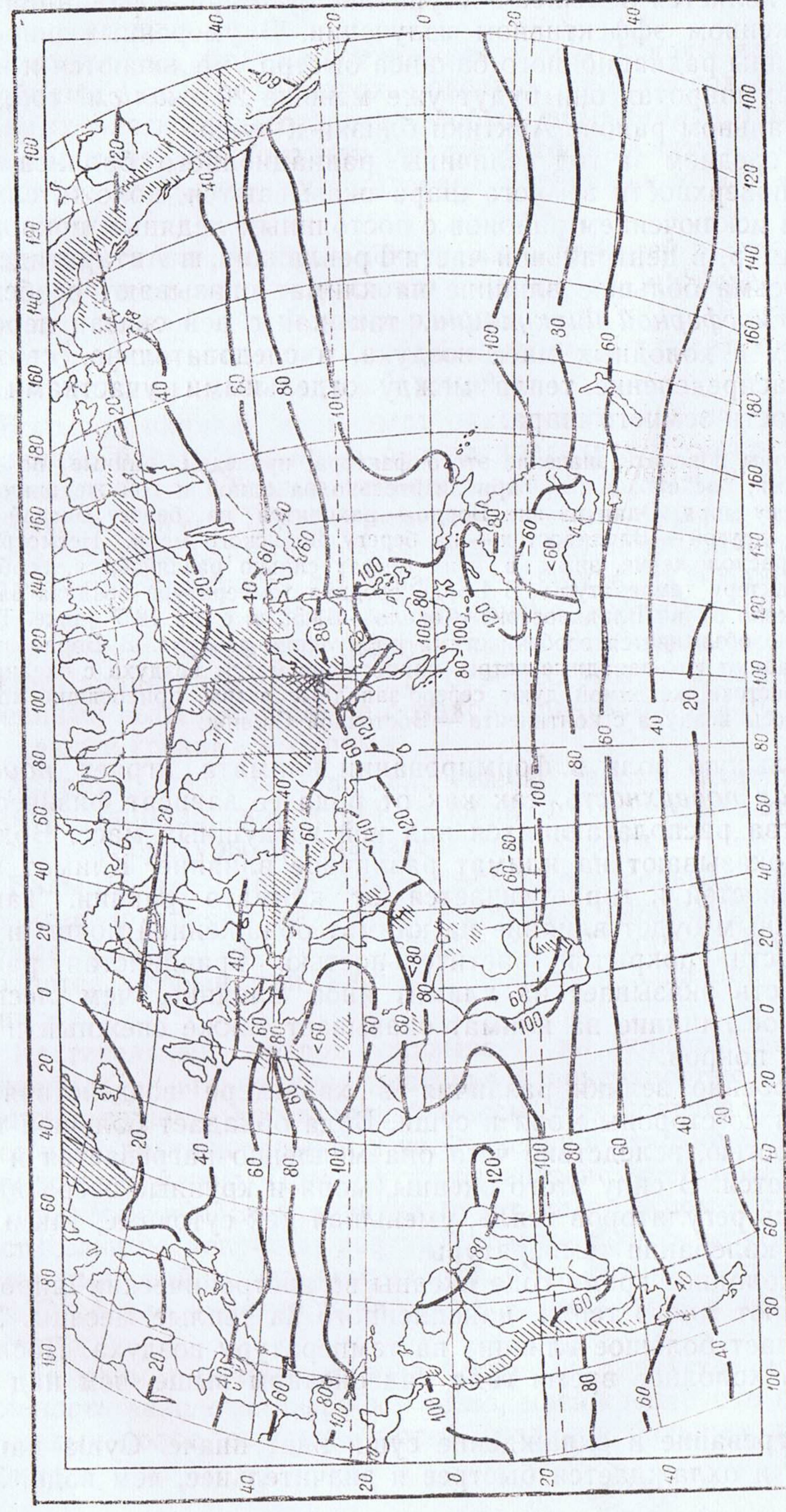


Рис. 47. Радиационный баланс, годовые величины ($\text{kcal}/\text{cm}^2 \cdot \text{год}$)

этого является большее поступление суммарной радиации при пониженном эффективном излучении. В умеренных широтах величины радиационного баланса быстро уменьшаются и в полярных широтах они будут уже меньше $20 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{год}$, а в центральном районе Арктики близки к нулю.

В среднем за год величины радиационного баланса для всей поверхности земного шара оказываются положительными, за исключением районов с постоянным ледяным покровом, например, в центральной части Гренландии, в Антарктиде.

Весьма большое влияние на климат оказывают особенности *атмосферной циркуляции*, так как с ней связан перенос теплых и холодных масс воздуха, и следовательно, связано перераспределение тепла между отдельными участками поверхности земного шара.

Чтобы пояснить значение этого фактора, приведем данные по двум пунктами, расположенным приблизительно на одной и той же широте и на берегу моря. Один из них Бордо — находится на берегу Бискайского залива, другой — Владивосток — на берегу Японского моря. Несмотря на такое расположение, зимы в этих местах сильно различаются, особенно по характеру температуры. В Бордо средняя температура воздуха за январь около 5° , во Владивостоке — около $-13,5^\circ$, т. е. на $18,5^\circ$ ниже. Такое различие объясняется особенностями циркуляции воздуха. В Бордо зимой преобладают юго-западные ветры, приносящие массы воздуха с океана, во Владивостоке же зимой дуют северо-западные ветры, приносящие холодные массы воздуха с континента — Восточной Сибири.

Большую роль в формировании климата играет *подстилающая поверхность*, так как от рода ее зависят физические свойства располагающихся над ней воздушных масс. Вода и суша оказывают на климат различное влияние. Климат возвышенностей и гор отличается от климата равнин. Также различным будет влияние на климат обнаженной почвы и поверхности, покрытой растительностью. Травянистая растительность оказывает на климат иное влияние, чем лесная. Большое влияние на климат оказывает также снежный и ледяной покров.

Особенно велики различия в характере воздействия на климат со стороны моря и суши. Вода обладает большой теплоемкостью, вследствие чего она медленно нагревается и охлаждается. В силу этого океаны, моря и крупные озера играют роль регуляторов тепла, уменьшая как суточные, так и годовые колебания температуры.

В холодное время года океаны во внетропических широтах выделяют много тепла, накопленного за теплые месяцы. Это оказывает большое влияние на температуру воздуха. Последняя за холодное время года над океаном выше, чем над сушей.

Нагревание и охлаждение суши идет иначе. Суша нагревается и охлаждается быстрее и значительнее, чем вода. Это

вызывает большие колебания температуры суши, а следовательно и воздуха над ней.

Различия в характере нагревания суши и воды являются причинами того, что на морях и океанах, на островах и в прибрежных местностях создается особый тип климата, получивший название *морского* или *океанического*. Климат же, создающийся на суше, носит название *материкового* или *континентального*.

Климатические условия некоторых местностей в значительной мере определяются муссонами, например, на берегах Индийского океана, в восточных районах Азии и др. В этих местностях муссоны создают особый *муссонный* климат, с обильными осадками летом и сухой зимой.

Большое влияние на климат оказывают морские течения, играющие большую роль в перераспределении тепла на поверхности земли. Теплые течения, направленные в высокие широты, например Гольфстрим, создают на омываемых ими берегах особый климат, с очень теплой зимой и малой годовой амплитудой колебания температуры воздуха. Благодаря теплоту течению Гольфстрим в Мурманске наблюдается такая же средняя температура января, как в Волгограде, расположенном значительно южнее. На берегах, омываемых теплыми течениями выпадает больше осадков, причем они часто сопровождаются грозами и бурями.

Холодные течения, направленные в сторону экватора, например Лабрадорское или Калифорнийское, вызывают понижение температуры на омываемых ими берегах.

Большое влияние на климат оказывает рельеф. Особенно значительно влияют на климат крупные формы рельефа — горные хребты и высокие плоскогорья. В горной местности создается особый тип климата, носящий название *горного* климата.

Растительный покров оказывает на климат заметное влияние. При его наличии деятельной поверхностью является внешняя граница растительной массы. Эта поверхность обладает иной поглотительной и излучательной способностью, чем поверхность почвы. Поэтому и воздействие этой поверхности на прилегающие слои воздуха будет иным. Кроме того, под растительным покровом воздух характеризуется другими физическими свойствами, чем на той же высоте в открытом месте. Особенно заметно влияние на климат лесной растительности.

На климат оказывает воздействие и *хозяйственная деятельность человека*: вырубка лесов, насаждение новых лесов и лесных полос, осушение болот, создание больших водохранилищ и т. д.

Деятельность человека влияет на климат и в другом направлении. В настоящее время, благодаря быстрому росту промышленности и транспорта, потребляется громадное количество энергии, превращающейся в основном в тепло, что отражается на климате городов и промышленных районов. На климат также оказывает влияние выбрасывание в атмосферу в большом количестве продуктов горения и различных загрязняющих веществ.

81. Основные различия между морским и континентальным климатом. Между этими типами климата имеется большое различие. В условиях морского климата наблюдается прохладное лето и более теплая зима, а следовательно, и меньшая годовая амплитуда температуры. В условиях континентального климата, наоборот, лето более теплое, а зима более холодная. В условиях морского климата имеет место прохладная весна и теплая осень, в условиях континентального климата — теплая весна и более холодная осень.

Суточная амплитуда колебаний температуры воздуха в приморских местностях мала. На Атлантическом океане в тропических широтах она в среднем около $1,5^{\circ}$, в полярных — около 1° . На суше суточная амплитуда велика. В Сибири, в Иркутске в декабре она в среднем за месяц равна $5,5^{\circ}$, в июне $13,5^{\circ}$. Особенно велика суточная амплитуда в пустынях, где она в отдельные дни достигает 40° и выше.

Годовая амплитуда температуры в условиях морского климата мала. По мере удаления от берегов морей и океанов она увеличивается и достигает больших величин внутри континентов.

Относительная влажность воздуха в местах с морским климатом выше, чем в условиях континентального, особенно летом. В зимние месяцы разницы однако невелики.

Облачность в условиях морского климата значительно больше, чем в условиях континентального. Местности с морским климатом богаты пасмурными днями, местности с континентальным климатом — солнечными и ясными. Так, на берегу Черного моря, в Батуми, средняя годовая облачность определяется в 66%, а в Термезе, расположенном на крайнем юге Средней Азии, всего в 27%.

Осадков в условиях морского климата выпадает значительно больше, чем в условиях континентального климата; на континенте количество осадков обычно убывает по мере удаления от берегов морей и океанов. Имеются также различия и в годовом ходе осадков. В умеренных широтах на островах и западных берегах материков наибольшее количество осадков выпадает осенью и зимой, наименьшее — летом; в условиях же континентального климата наибольшее количество осадков выпадает главным образом в летние месяцы.

Однако не всегда в условиях морского климата осадков выпадает больше, чем в условиях континентального климата. Если воздух приходит на относительно теплую сушу со стороны охлажденного моря, то в этом случае осадков на суше выпадает очень мало, так как такой воздух вообще содержит немного водяного пара, а с приходом на материк вследствие прогревания он еще более удаляется от состояния насыщения. Мало осадков выпадает зимой и в муссонных областях, ввиду того, что в это время преобладают ветры с суши, и водяного пара при данных условиях на материк приходит немного.

На суше скорость ветра меньше, чем над морями и океанами, так как на суше воздушные массы испытывают трение о земную поверхность. На берегах океанов, морей и озер в хорошую погоду наблюдаются бризы, т. е. ветры, дующие днем с моря, ночью — с суши.

Различия между морским и континентальным климатом отражаются на характере растительного покрова. В умеренных широтах растения в холодное время года могут переносить низкие температуры, но зато они требуют определенных количеств тепла за период вегетации в теплое время года. В условиях континентального климата растения за период вегетации получают больше тепла и света, чем в условиях морского климата, поэтому они имеют более благоприятные условия для роста и развития. В отличие от морского в континентальном климате границы леса и земледелия идут дальше на север. Так, в Западной Европе в условиях морского климата северная граница древесной растительности достигает 58° (северные районы Великобритании). В континентальном же климате северная граница леса доходит до очень высоких широт. В Сибири, на Таймыре, в районе нижней Хатанги она достигает $72^{\circ}40'$ с. ш., а заросли некарликовых кустарников местами встречаются даже под широтой 75° . Холодные течения очень низко опускают северную границу леса. Под влиянием холодного Лабрадорского течения безлесная тундра встречается на Ньюфаундленде на 48° с. ш., т. е. проникает до широты Запорожья.

Далее на север, по мере возрастания континентальности климата идут также границы степной и пустынной зон.

Различия между морским и континентальным климатом отражаются и на химическом составе растительных веществ. В условиях континентального климата растения образуют больше сахара и белка, в условиях морского климата — крахмала.

82. Горный климат. Влияние гор на климат огромно. Рассмотрим их действие на отдельные метеорологические элементы.

Интенсивность солнечной радиации в горах с высотой увеличивается вследствие уменьшения массы атмосферы и увеличения ее прозрачности. Рассеянная радиация в горах, наоборот, с высотой уменьшается.

Солнечный свет в горной местности богат по сравнению с равнинами коротковолновыми лучами — синими, фиолетовыми и ультрафиолетовыми, особенно в зимнее время. Излучение тепла в горах значительно и оно с поднятием увеличивается, так как с высотой в атмосфере убывает количество водяного пара и воздух становится более прозрачным.

Увеличение интенсивности солнечной радиации с высотой, однако, не возмещает в горах расхода тепла излучением, которое идет непрерывно в течение суток. В горах расход тепла излучением возрастает и тем сильнее, чем выше располагается данный пункт. Радиационный баланс в горах при таких условиях с увеличением высоты уменьшается. По этой причине в горной местности происходит падение температуры с высотой. Этому способствует еще и общее понижение температуры в тропосфере с возрастанием высоты.

Температура воздуха в горах понижается в среднем на $0,5—0,6^\circ$ на 100 м поднятия. Однако это понижение температуры наблюдается не всегда. В ясные, тихие ночи, а в зимнее время и днем, температура в горах до некоторой высоты растет, ввиду чего в повышенных местах бывает теплее, чем в долинах. Такое явление носит название *инверсии температуры*. Оно вызывается тем, что в повышенных местах холодный воздух скатывается по склонам вниз и замещается более теплым воздухом, притекающим сверху, из атмосферы. Ввиду этого зимы в высоких местах бывают часто более теплыми, чем в низких. Так, средняя температура зимы в Алма-Ате определяется в $-6,5^\circ$, а в Илийске, расположенном почти на 400 м ниже Алма-Аты, средняя температура зимы равна $-7,5^\circ$, т. е. в Алма-Ате зима теплее, чем в Илийске на 1° . Годовые амплитуды колебания температуры в горах с высотой уменьшаются, главным образом за счет снижения температур летних месяцев. Таким образом по характеру изменений годовых амплитуд температуры горный климат приближается к морскому.

Годовые максимумы и минимумы температуры в горах запаздывают. Так, на Кавказе, начиная с высоты 800 м, самым теплым месяцем является август, а наименьшие температуры наблюдаются в начале февраля.

В горах по мере увеличения высоты сокращается безморозный и вегетационный периоды.

Абсолютная влажность воздуха в горах уменьшается, относительная же влажность изменяется с высотой мало, но на уровне облаков она может достигать больших величин.

В годовом ходе наименьшая облачность в горах бывает зимой, наибольшая — летом. Зимой в горах наблюдается и наибольшее количество ясных дней, летом — наименьшее. Это объясняется тем, что зимой уровень конденсации водяного пара располагается ниже, чем летом, ввиду чего образование облачных слоев происходит на меньших высотах, и, следовательно, более высокие места в горах оказываются зимой лежащими выше этих слоев.

Осадки в горах с высотой увеличиваются, но это увеличение идет только до известного предела, высота которого зависит от географических условий, времени года и т. д. На Центральном Кавказе количество осадков возрастает до высоты 2500 м, а выше начинает убывать.

Количество осадков в горах зависит от ориентировки склонов по отношению к ветрам. Осадков выпадает больше на склонах, обращенных в сторону влажных ветров. Осадков больше выпадает и на таких возвышенностях, как Среднерусская, Валдайская и др. В лесной и лесостепной зонах Европейской территории СССР увеличение высоты места на 100 м вызывает увеличение осадков в среднем на 70—100 мм в год.

На больших высотах осадки выпадают преимущественно в виде снега. Продолжительность снежного покрова с высотой возрастает. В высоких горах располагается снеговая линия, выше которой снег лежит круглый год. Высота снеговой линии зависит от географической широты, экспозиции склона, континентальности климата. В полярных странах она располагается низко; по мере продвижения в южные широты снеговая линия повышается и в тропических широтах достигает высоты 4,5—5,5 км. На северных склонах снеговая линия лежит ниже, на южных — выше. В условиях влажного климата она лежит ниже, чем в условиях сухого климата. Так, на южном влажном склоне Эльбруса (Кавказ) снеговая линия находится на высоте 3500—3600 м, на северном же, с меньшим количеством осадков, она лежит выше — на высоте 3850 м. По мере возрастания степени континентальности климата снеговая линия повышается.

Горы оказывают большое влияние на ветры. Они задерживают воздушные массы и изменяют направление их движения. Кроме того, в горной местности создаются местные ветры в виде горно-долинных ветров, фёна, боры и т. д.

Скорость ветра в горах с высотой увеличивается. Наибольшая скорость ветра наблюдается около полуночи, наименьшая — около полудня.

83. Влияние леса на климат и водный режим местности. Лес понижает температуру воздуха на занимаемой территории. В лесостепной зоне, в которой лесные участки сочетаются со степными, это понижение обнаруживается и в прилегаю-

щей к нему местности. Так, в районе Шипова леса Воронежской области в теплое время года температура воздуха по сравнению с пунктами, расположенными севернее его, понижается. За период май—сентябрь разность достигает $0,5—1,0^{\circ}$, а за июль $0,6—1,4^{\circ}$. Меньше в районе леса и годовая амплитуда температуры. Около леса создается как бы остров пониженной температуры. В данном случае влияние Шипова леса можно сравнить с влиянием большого водоема. Подобно последнему, этот лес заметно понижает температуру в теплое время года и несколько сглаживает годовые колебания температуры воздуха.

Лес заметно увеличивает количество осадков, выпадающих на занимаемой им территории. В условиях лесостепной зоны Воронежской области, в районах лесных массивов за период май—сентябрь осадков выпадает на 10—12% больше, чем в прилегающих к ним степных районах.

Небольшое поднятие воздуха при встрече с лесом и повышенная турбулентность над ним, особенно над его опушками, способствуют более активному обмену масс воздуха, приводящему к понижению его температуры и образованию в районе леса добавочной конденсации водяного пара.

Лес является активным регулятором выпавших на землю осадков. Он уменьшает поверхностный сток и выравнивает его в отдельные времена года. Уменьшение стока талой воды в реки не вызывает в лесных районах быстрого подъема воды во время весенних половодий. Весенние разливы рек в лесных районах бывают спокойными, но более продолжительными. Повышенный уровень поддерживается в реках лесной местности и в летнее время. Лес уменьшает также сток ливневых и дождевых вод и не создает этим условий для выноса продуктов размыва почвы и грунта в реки, вызывающих их обмеление из-за отложения продуктов размыва в руслах.

Вследствие значительного снегонакопления в лесу и уменьшения в нем стока талых и дождевых вод, лесная почва в среднем за год получает больше влаги, чем полевая. Поэтому леса способствуют увеличению запасов влаги в почве, что улучшает питание рек и источников. Вследствие этого леса играют большую положительную роль в водном режиме страны.

Вырубка леса изменяет водный режим местности. Она вызывает весной быстрое таяние снега и значительно увеличивает сток, ввиду чего усиливаются весенние половодья. Но эти половодья обычно бывают непродолжительными. В безлесной местности весной в реки в короткое время поступает много воды, но эта вода также быстро и уходит. Обезлесение местности вызывает значительное развитие оврагов и сыпучих песков. Большие реки после вырубки леса засоряются продуктами размыва почвы и грунта, а мелкие речки летом пересы-

шают. Рост оврагов в обезлесенной местности способствует понижению уровня грунтовых вод и высушиванию почвы. Восстановление лесов в этих местностях и создание дополнительных насаждений на склонах возвышенностей, подверженных размыву, а также в овражистых районах и по берегам рек, могут ослабить сток воды и значительно уменьшить силу этих разрушительных явлений.

В районах, где имеются стоячие грунтовые воды, залегающие на небольшой глубине, вырубка леса вызывает заболачивание местности и, наоборот, возобновление леса приводит к осушению ее. Поэтому насаждение в таких местах быстрорастущих деревьев, расходующих много воды на испарение, например, эвкалиптов во влажных субтропиках, может понизить уровень грунтовых вод и этим вызвать осушение местности. Так, осушение Колхидской низменности в западном Закавказье понизило в ней влажность воздуха, туманы стали возникать реже, сильнее стала прогреваться почва. Колхида превратилась теперь в местность со здоровым климатом.

84. Микроклимат. Климатические условия какого-либо района не остаются однородными на всей его территории. В зависимости от рельефа, экспозиции, почвенно-грунтовых условий, состояния поверхности почвы, характера растительного покрова на территории района могут возникать в отдельных местах особые условия, которые будут отличаться от общих климатических условий данной местности, почему они и носят только местный характер. В отличие от климата большой территории, или макроклимата, климат, создающийся на небольших площадях под влиянием местных факторов, носит название *микроклимата*. Микроклиматические различия резче всего проявляются в ясную тихую погоду. Однако явления, связанные со снегоотложениями и метелями, сильнее всего проявляются в ветреную погоду.

Изучение микроклимата производится по заранее составленной программе. Содержание ее зависит от характера изучаемого объекта. В лесном хозяйстве такими объектами могут быть определенный тип леса, лесная поляна, лесосека и т. д. В программе должны быть намечены элементы погоды, над которыми будут производиться наблюдения, а также содержаться указания — в каких пунктах, на каких высотах от поверхности почвы, в какие сроки и т. д. они будут производиться. Для лесоводства имеют также значение наблюдения над температурой поверхности почвы и на различных глубинах ее и наблюдения над влажностью почвы на разной глубине. Для производства микроклиматических наблюдений используются не только обычные метеорологические приборы, но и специальные экспедиционные установки.

Большое влияние на микроклиматические условия оказывают рельеф и экспозиция склонов. В долинах днем наблюдаются более высокие, а ночью более низкие температуры, чем

на возвышенностях. В долинах чаще бывают туман, роса, иней и заморозки.

Наибольшее количество тепла и света получают склоны южной экспозиции. На этих склонах имеет место значительная освещенность, повышенная температура и пониженная влажность почвы. Наименьшее количество тепла и света получают склоны северной экспозиции. Влияние экспозиции на нагревание склонов может быть настолько значительным, что на склонах возвышенностей, балок и ложбин северной экспозиции могут наблюдаться черты климата более северных районов, а на склонах южной экспозиции — черты климата более южных районов.

Особые микроклиматические условия образуются в поймах рек. Наблюдения в пойме Дона в Воронежской области показали, что летом здесь средние суточные температуры воздуха ниже, чем на высоком берегу примерно на 1° , а относительная влажность воздуха в среднем за сутки выше примерно на 10%. Толщина снежного покрова в пойме более высокая, чем на прилегающих к ней террасах, так как с них сдувается в пойму снег. Грунтовые воды в пойме обычно залегают неглубоко. Большая толщина снежного покрова и неглубокое залегание грунтовых вод способствуют зимой повышению температуры пойменной почвы. Почва в пойме промерзает на меньшую глубину. Летом, однако, пойменная почва холоднее внепойменной.

В долинах больших рек заморозки весной заканчиваются раньше, а осенью появляются позже, чем на высоких берегах, вследствие чего безморозный период в долинах таких рек более продолжительный (по данным И. А. Гольцберг на 15 дней).

На болотах создаются иные микроклиматические условия. Верхний слой болота состоит из разложившегося торфа, имеющего малую теплопроводность. Вследствие этого летом в ясную погоду верхний слой болота днем значительно нагревается, ночью же он сильнее охлаждается. Однако резкие колебания температуры болота быстро уменьшаются и на глубине около 50 см они уже мало заметны. На болотах бывают более частые и интенсивные заморозки, причем последние заканчиваются весной в более поздние сроки, а осенью наступают раньше.

Болота обычно начинают промерзать позднее, чем суходолы. По сравнению с последними они промерзают на меньшую глубину, а если снежный покров устанавливается раньше или одновременно с наступлением морозов, то часто болота совсем не промерзают или же промерзают только на небольшую глубину. Поэтому осушение болот и заболоченных участков способствует увеличению глубины их промерзания.

Особый микроклимат создается в городах. Он зависит от общих физико-географических условий местности, от размера городской площади, планировки, формы, густоты застройки, высоты зданий, расположения промышленных предприятий и т. д.

В городах большое влияние на микроклимат оказывает значительное загрязнение воздуха пылью и продуктами, выбрасываемыми трубами заводов и отопительных систем. Благодаря загрязнению воздуха в городах имеет место ослабление солнечной радиации на 10—15%. Кроме того, улицы, покрытые камнем и асфальтом, и здания, имеющие большую поглощающую поверхность, сами по себе нагреваются сильнее, чем почва за городом, покрытая травой. Значительному прогреванию способствует и малая затрата тепла на испарение. Поэтому температура в городе выше, чем в его окрестностях. В нем образуется как бы остров тепла.

В городах насчитывается меньшее количество дней с морозом и большее количество жарких дней с температурой выше 25° . Заморозков весной в городах бывает меньше; весной они заканчиваются раньше, а осенью наступают позднее. Поэтому период с положительными температурами в городах длиннее, чем за городом. Фазы развития растений весной наступают раньше.

Городской воздух суше, чем в поле, так как с поверхности улиц и площадей, покрытых асфальтом или камнем, поступает мало водяного пара. Однако, при большом озеленении города и обильной поливке улиц, влажность в городе уменьшается мало.

Разница в температуре воздуха города и его окрестностей приводит к образованию небольших разниц в давлении воздуха. В городе оно несколько понижено, что вызывает возникновение слабых ветров, дующих со стороны окрестностей. В городах увеличивается порывистость ветра, понижается скорость у поверхности земли, в более же высоких слоях скорость ветра возрастает.

Важное значение имеет более высокое содержание в городском воздухе ядер конденсации водяного пара, что благоприятствует его сгущению и образованию туманов. Поэтому в городах нередко имеет место увеличение количества осадков. Этому способствует также перегрев воздуха, приводящий к усилению конвекции и большое развитие вихревых движений воздуха при обтекании им препятствий в виде строений.

Характерен также микроклимат песков. Термический режим их зависит от цвета, влажности, структуры и т. д. Особенностью песков является то, что температура их с глубиной очень быстро понижается.

Верхний слой песка обычно бывает сухим. Сухость этого слоя не вызывает затраты тепла на испарение воды с его поверхности и поглощенная песком солнечная энергия идет главным образом на нагревание его. Песок при таких условиях днем сильно прогревается. Этому способствует еще и его малая теплопроводность, препятствующая уходу тепла из верхнего в глубокие слои. Ночью же верхний слой песка значительно охлаждается. Такие большие колебания температуры песка отражаются и на температуре приземного слоя воздуха.

В зимнее время пески быстро охлаждаются и промерзают глубже, чем песчаная почва.

Пески обладают большой водопроницаемостью. Они почти полностью поглощают выпадающие осадки и даже при небольшом количестве осадков, увлажняют песок на значительную глубину.

Поверхностный сток воды на песках отсутствует. Значительная часть просочившейся воды, задерживается в глубоких слоях песка глинистой или другой мало проницаемой для воды прослойкой. Следует также отметить, что помимо хорошей водопроницаемости, песок имеет пониженную водоудерживающую способность, ввиду чего испарение воды с его поверхности ослаблено. Этому еще способствует отсутствие в песке мелкозема и органических веществ. Кроме того, пески обладают способностью конденсировать в себе водяной пар.

Таким образом, пески обладают благоприятными водными свойствами. Они не только сохраняют получаемую ими в виде осадков влагу, но и способны накапливать ее, особенно при отсутствии растительности. Это имеет большое значение в засушливых областях, где располагаются большие площади песков. По Г. Н. Высоцкому, в сухом климате пески создают большую ценность — запасы пресной воды.

Характерные микроклиматические условия образуются в местах, где имеются выходы на земную поверхность мела, например, в южной части Среднерусской возвышенности. Там температура мела в полуденные часы летом ниже температуры темноцветной почвы. Ниже и температура воздуха над мелом. Это вызывается большой отражательной способностью мела, которая доходит до 40—45%. Поскольку мел отражает много света, растения, произрастающие на мелах, получают дополнительное освещение за счет нижнего света. Мел обладает еще и большой влагоемкостью. Он может удерживать до 22,5% воды от своего веса. Вследствие этого мел имеет высокую влажность. Таким образом меловой субстрат является влажным и холодным.

Микроклиматические и грунтовые условия, создающиеся на мелах, до некоторой степени приближаются к горным условиям. На мелах Курской и Воронежской областей встреча-

ются меловые боры, называемые горными борами (горные сосняки).

Особые микроклиматические условия создаются на лесных полянах. Они возникают вследствие ослабления перемешивания воздуха на поляне, окруженной со всех сторон опушкой леса. Днем в летнее время на поляне наблюдается застой теплого, а ночью — холодного воздуха. Особенно низкие температуры бывают ночью на полянах, окруженных густо облиственной опушкой. Поэтому на лесных полянах имеет место повышенная амплитуда колебаний температуры. Заморозки на полянах могут быть чаще и интенсивнее, чем в поле. Эти различия между микроклиматическими условиями поляны и леса наблюдаются только в теплое время года, в ясную тихую погоду. В холодное время они значительно сглаживаются, особенно в лиственном лесу. На малых полянах микроклиматические различия проявляются резче, чем на больших, так как на последних происходит значительное перемешивание воздуха. Заморозки на больших полянах бывают менее интенсивными.

Микроклимат лесосек сходен с микроклиматом полян. На характер его влияет площадь и направление лесосеки. Чем меньше лесосека, тем слабее перемешивание в ней воздуха и тем резче проявляются микроклиматические различия. Лесосека, длинная сторона которой совпадает с направлением ветров, проветривается лучше лесосеки, имеющей направление, перпендикулярное ветрам. Поэтому микроклимат в первом случае будет проявляться слабее по сравнению со вторыми. Заморозки на лесосеках бывают чаще, чем под пологом леса, причем частота и интенсивность их увеличивается по мере удаления от опушки.

Особенно резкие микроклиматические различия создаются между затененной и освещенной частями лесосек. В данном случае затененной частью является южная сторона лесосеки, открытая на север, так как большую часть дня ее затеняет опушка леса. Северная же часть лесосеки, открытая на юг, значительную часть дня освещается солнечными лучами. Поэтому эта часть лесосеки характеризуется большей прогреваемостью почвы и значительной сухостью ее, т. е. там создаются климатические условия, сходные с открытыми местами более южных районов. В южной затененной части лесосеки температура почвы значительно ниже, а влажность ее выше. Здесь создаются микроклиматические условия, сходные с условиями открытых мест северных районов.

Различия между микроклиматическими условиями затененной и освещенной частей лесосек настолько велики, что они резко отражаются на характере растительного покрова. В северных освещенных частях лесосек в районе Воронежа созда-

ются такие микроклиматические условия, которые может выносить только степная растительность. Для развития же всходов древесных пород они неблагоприятны. Наоборот, в южных затененных частях лесосек в условиях лесостепной зоны создаются микроклиматические условия, благоприятные для развития растительности, характерной для лесной зоны. Они в лесостепной зоне благоприятны и для развития всходов древесных пород.

Выше были рассмотрены только некоторые типы микроклимата, создающиеся под влиянием местных факторов. Это рассмотрение можно было бы продолжить и далее. Так, можно говорить о микроклимате водохранилища, озера, парка и т. д. Но и вышеприведенных описаний достаточно для того, чтобы показать, что климатические условия на небольших площадях могут значительно отличаться от общих климатических условий данной местности. С этими условиями необходимо считаться при проведении различных мероприятий — при озеленении городов, лесокультурных работах, при разведении новых растений, переносимых в данную местность из других районов и т. д. Учитывая микроклиматические особенности, можно создавать более благоприятные условия для роста и развития растений. Так, например, изменяя посредством прочисток и прореживаний световой, тепловой и водный режим лесных насаждений, можно изменить в более благоприятную сторону и процесс их роста и развития.

85. Колебания климата. Климатические условия какой-либо местности не остаются постоянными. Они испытывают колебания в связи с изменениями солнечной радиации, поскольку разнообразные процессы и явления, происходящие на поверхности земли и в атмосфере, совершаются за счет энергии солнечных лучей. Эти колебания солнечной радиации вызываются особыми физическими явлениями, происходящими на Солнце. Так, на Солнце часто появляются темные образования в виде солнечных пятен. За время максимума их увеличивается количество солнечных факелов в виде очень ярких и весьма нагретых образований, окружающих группы солнечных пятен, возрастает число протуберанцев в виде светлых выступов на краю солнечного диска, учащаются случаи вспышек, сопровождающихся интенсивным выделением различного рода излучений и потоков электрически заряженных частиц, в виде так называемой корпускулярной радиации, оказывающей большое влияние на физическое состояние атмосферы, погоду и климат. Наблюдаются и другие явления. Совокупность всех этих явлений и процессов на Солнце носит название *солнечной активности*. Она испытывает циклические колебания с продолжительностью цикла в среднем в 11 лет. Существуют также и более длительные колебания сол-

нечной активности в 80—90 лет. Они называются вековыми колебаниями. Такие циклы хорошо обнаруживаются, если соединить линией максимумы 11-летних циклов, которые протекают на фоне вековых циклов (рис. 48, кривая б).

Колебания климата связаны с циклическими изменениями солнечной активности, так как она в значительной степени определяет тип атмосферной циркуляции. Исследования показали, что при спаде солнечной активности в Европейской

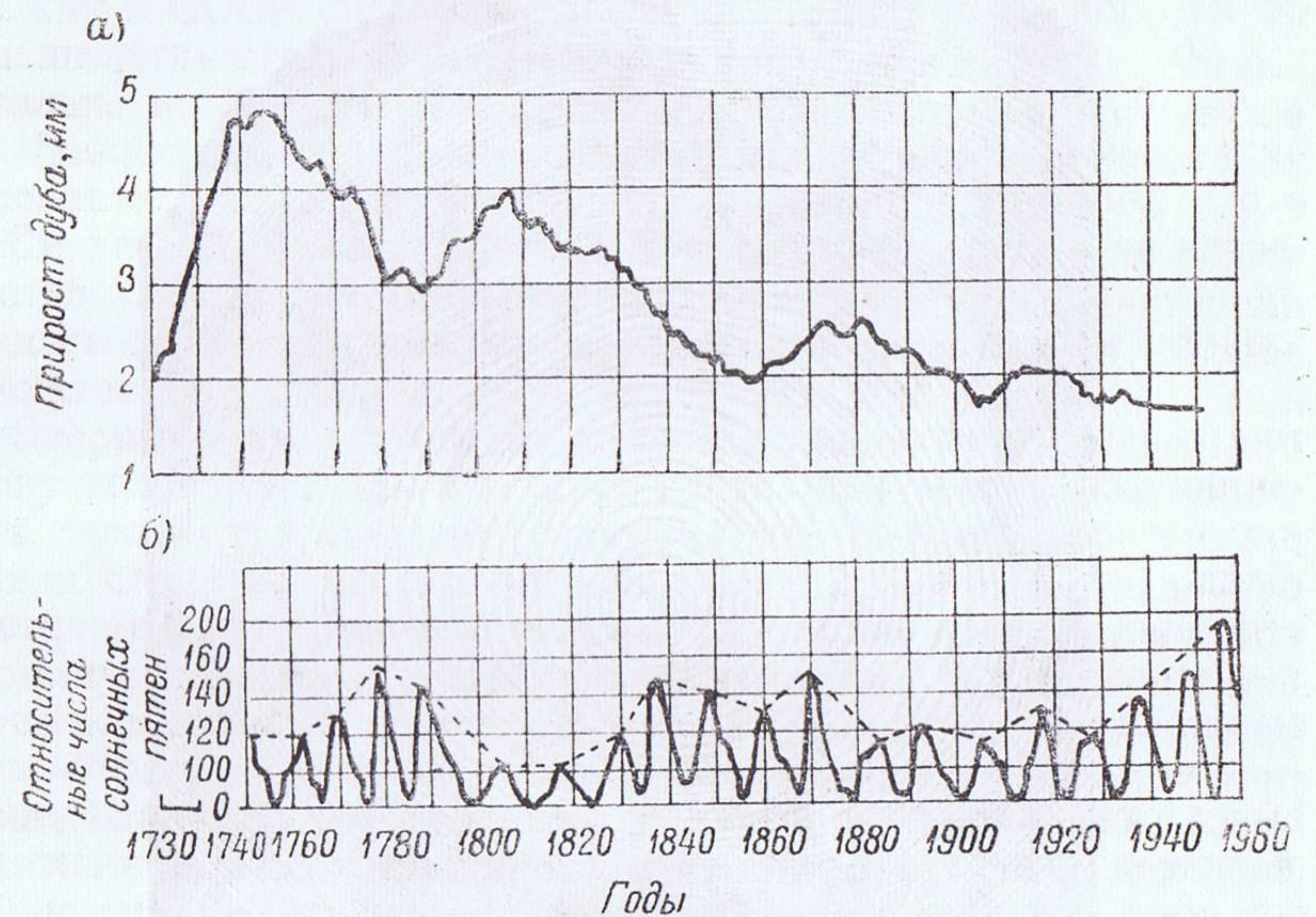


Рис. 48. Изменения прироста дуба (а) в зависимости от колебаний солнечной активности (б)

части СССР значительно развивается западно-восточный перенос воздушных масс с Атлантического океана, что вызывает в умеренных широтах увеличение осадков. При прочих равных условиях, деревья при этом растут лучше. С увеличением же солнечной активности усиливается перенос воздушных масс вдоль меридианов, а движение их с запада, со стороны Атлантического океана, ослабевает. В связи с этим в умеренные широты чаще входит арктический воздух, содержащий мало водяного пара. Вторгаясь на материк в теплое время года, он прогревается и еще более высушивается. Поэтому при увеличении солнечной активности уменьшаются осадки, а иногда бывают и сильные засухи. У деревьев же при этом снижается прирост.

Таким образом изменение прироста деревьев может служить прекрасной иллюстрацией колебаний климата в зависимости от изменений солнечной активности (рис. 49).

На связь вековых изменений климата с вековыми изменениями солнечной активности указывает рис. 48. На этом рисунке приведена кривая *a* средних изменений прироста трех дубов из Теллермановского лесного массива Воронежской области за 220 лет. Из рисунка видно, что повышенные приросты деревьев наблюдались за время ослабления солнечной ак-

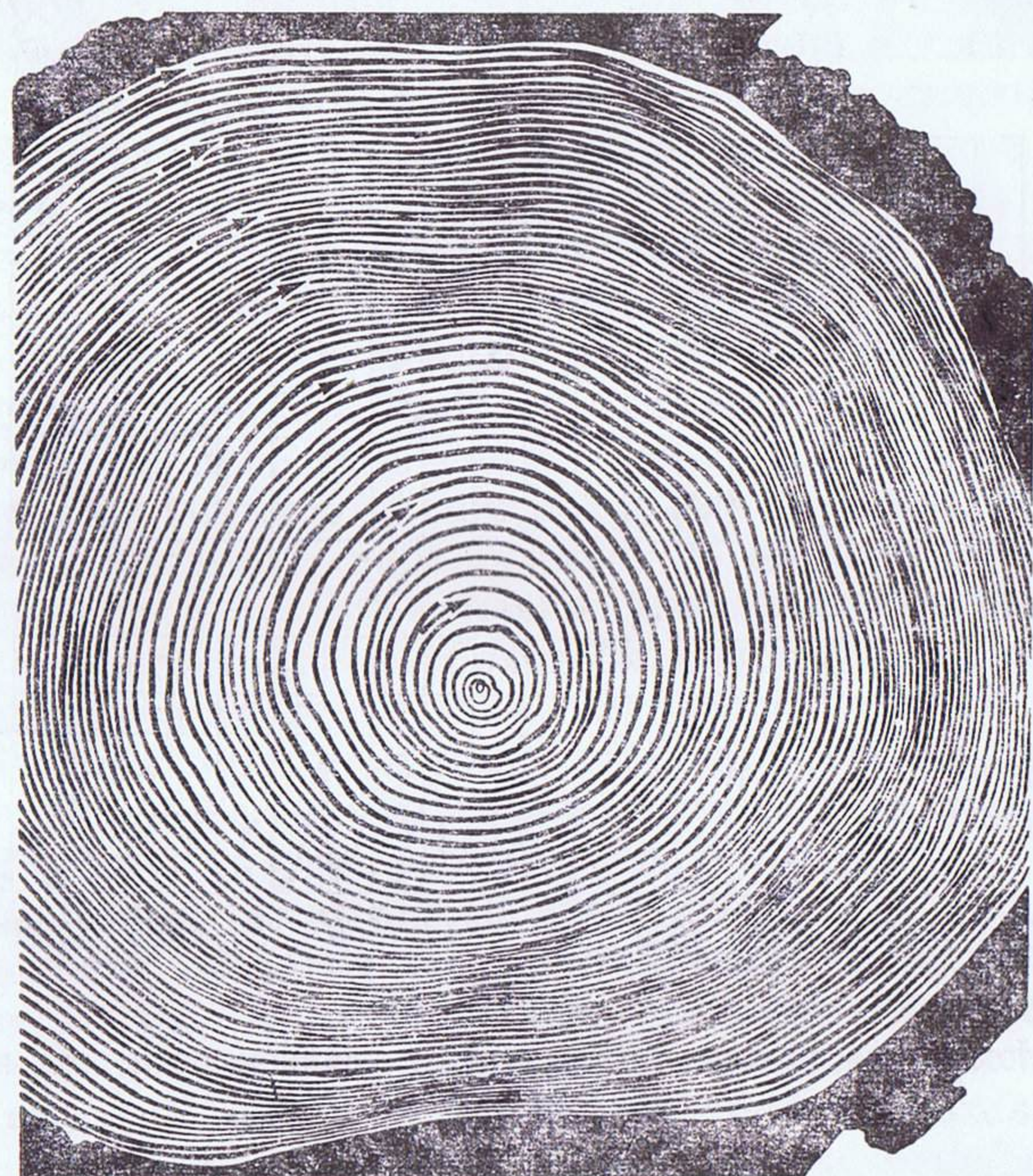


Рис. 49. Срез ствола ели, показывающий, что толщина колец изменяется с одиннадцатилетним циклом

тивности в ее вековом ходе, а пониженные приросты — за время усиления ее.

Особенно сильно возрастает солнечная активность в годы совпадения максимумов вековых и 11-летних циклов. Такое совпадение произошло в 1957—1958 гг. Максимум солнечной активности за это время отличался очень большой интенсивностью. За время роста этой активности в вековом цикле, начавшегося примерно в 1910 г., произошло весьма заметное изменение климатических условий, выразившееся в потеплении Арктики и уменьшении ледовитости в полярных широтах, повышении уровня Мирового океана, вызванного таянием

льдов в этих широтах, понижении уровня Каспийского моря вследствие уменьшения осадков в бассейне Волги, учащении засух, уменьшении прироста деревьев и даже в массовом усыхании их в ряде лесных массивов лесостепной зоны Европейской территории СССР и т. д.

Кроме 11-летних и вековых циклов колебаний климата существуют еще сверхвековые и многовековые колебания его. Обнаружить их по метеорологическим данным невозможно, так как в СССР систематические наблюдения над погодой по большинству станций охватывают период меньше, чем 100 лет и только по Москве этот период составляет около 200 лет, а по Ленинграду более чем 200 лет. Трудно обнаружить такие колебания и по анализу прироста деревьев ввиду того, что в СССР деревья в возрасте до 1000 лет и более почти не встречаются. Однако, многовековые колебания климата можно проследить по другим данным, в частности, по озерным иловым отложениям.

Озерные илы состоят из тонких слоев, которые отражают смену условий погоды в течение года. Слои ила, образующиеся в теплый и холодный сезоны имеют разную окраску, состав и структурные особенности. Поэтому они легко различаются, а следовательно появляется возможность измерить толщину слоев ила за отдельные годы. Толщина же годовых слоев ила зависит от условий погоды. В прохладные влажные годы образуются более толстые слои ила, в теплые сухие — узкие. Таким образом по изменениям годовых толщин иловых отложений, так же как и по годовым приростам деревьев, можно проследить колебания климата за далекое прошлое время. На рис. 50 приведена кривая изменений толщин слоев ила Габозера, расположенного в южной Карелии. Анализ отложений по этому озеру был проведен за период почти в 4500 лет. Кривая показывает, что за этот период происходили циклические колебания климата — влажные и прохладные циклы сменялись сухими и теплыми, причем продолжительность этих циклов, т. е. промежутки времени между серединами отдельных влажных и сухих циклов, определяются примерно в 2000 лет.

Кроме солнечной активности, колебания климата могут вызываться и другими причинами. Так, по М. И. Будыко, они могут происходить под влиянием вулканической активности в случае, если она проявляется длительное время. При таких условиях в атмосферу попадает большое количество вулканической пыли, задерживающей поступление солнечной радиации на поверхность Земли, что приводит к похолоданию. Колебания климата могут также вызываться изменениями в характере подстилающей поверхности — изменениями в распределении суши и моря, высоты суши над уровнем моря, изме-

нениями рельефа и т. д. Существует также гипотеза, объясняющая колебания климата изменениями в содержании углекислого газа в воздухе. Он хорошо пропускает солнечную радиацию и задерживает длиноволновое излучение Земли. Поэтому увеличение углекислого газа может вызвать повышение

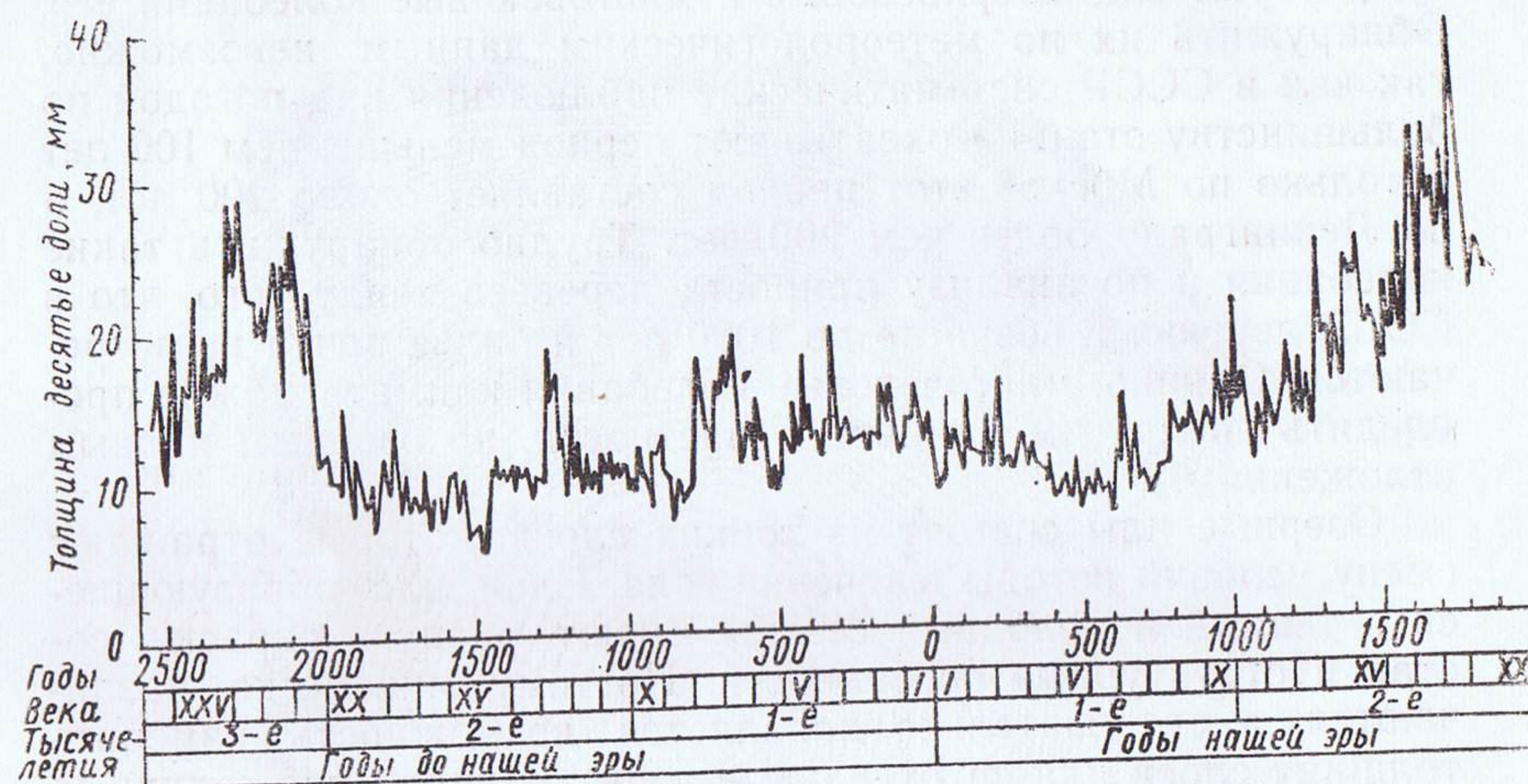


Рис. 50. Кривая изменения толщин ила Габозера, составленная по средним десятилетним величинам

температуры воздуха, а уменьшение его, наоборот, — понижение. Существуют и другие теории, объясняющие колебания климата.

Глава XIV

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПО ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

86. Температура воздуха. Температура воздуха распределяется на поверхности земного шара неравномерно. На ее распределение влияют следующие основные факторы: 1) географическая широта, от которой зависит количество тепла, поступающего на поверхность земли от Солнца, а также расход тепла излучением; 2) различия в нагревании и охлаждении суши и воды; 3) воздушные течения, переносящие теплые или холодные массы воздуха; 4) морские течения; 5) высота над уровнем моря. Влияние последнего фактора исключают приведением температуры к уровню моря, полагая, что температура убывает приблизительно на $0,6^\circ$ на каждые 100 м поднятия.

При рассмотрении распределения температуры воздуха на земной поверхности обычно пользуются географической картой, на которой пункты с равными температурами соединяют линиями, называемыми *изотермами*. Карты изотерм земного шара показывают, что температура воздуха в общем убывает по мере продвижения в высокие широты, причем это падение проявляется сильнее зимой, чем летом. Разность температур между экватором и Северным полюсом достигает в январе $67,5^\circ$, в июле 27° . Над сушей убывание температуры с возрастанием широты идет значительно быстрее, чем над океаном. В том же направлении возрастают и сезонные различия в температуре. Наименьшие колебания температуры в течение года происходят на экваторе.

Суша зимой холоднее, чем океан на той же широте, а потому температура зимой над материками ниже, чем над водной поверхностью. Летом, наоборот, суша теплее, чем океан на той же широте, а потому над материками устанавливается более высокая температура, чем над океаном. Особенно резко эти различия в температуре над сушей и океаном проявляются в средних и полярных широтах. В северном полушарии зимой в этих широтах изотермы над материками опускаются к югу, над океанами они поднимаются к северу. Очень большое искривление изотерм обнаруживается в северной части Атлантического океана и у берегов Западной Европы. Это искривление обусловлено влиянием теплого течения Гольфстрим, которое сильно смещает изотермы к северу по направлению своего движения. В летние месяцы наблюдается обратное явление: изотермы в северном полушарии над континентами поднимаются к северу, у берегов же и над океанами они опускаются к югу.

Влияние океана на температуру воздуха на материках в значительной степени зависит от характера преобладающих ветров. Оно сильнее проявляется в тех частях материков, в которых преобладающими являются ветры, дующие с океана.

Самые теплые места в среднем за год располагаются не вдоль экватора, а вдоль параллели 10° с. ш. Это смещение вызывается тем, что вдоль экватора, в зоне влажных тропических лесов, значительны испарение и облачность. Кроме того, оно отчасти вызывается еще и тем, что под экватором суша занимает меньшую площадь, чем к северу от него.

В июле самые высокие температуры наблюдаются на материках под $15-40^\circ$ с. ш. в зоне пустынь (рис. 51). Здесь средние температуры июля доходят до 35° , а местами в Сахаре — даже до 40° и выше. Самым холодным местом в июле в северном полушарии является околполюсная область. Здесь средняя температура июля немного ниже 0° , а в небольшом районе у полюса в западно-сибирском секторе Арктики она

снижается до -2° . В южном полушарии в июле и в августе будет разгар зимы. Самые низкие средние температуры за эти месяцы наблюдаются в Антарктиде. На ее побережье они составляют -14° , -20° , во внутренних же районах -50° , -70° и ниже.

В январе самые теплые места находятся в южном полушарии, так как здесь в это время разгар лета. В западной части Австралии средняя температура января достигает 32° . Однако в Антарктиде летние месяцы имеют весьма низкие

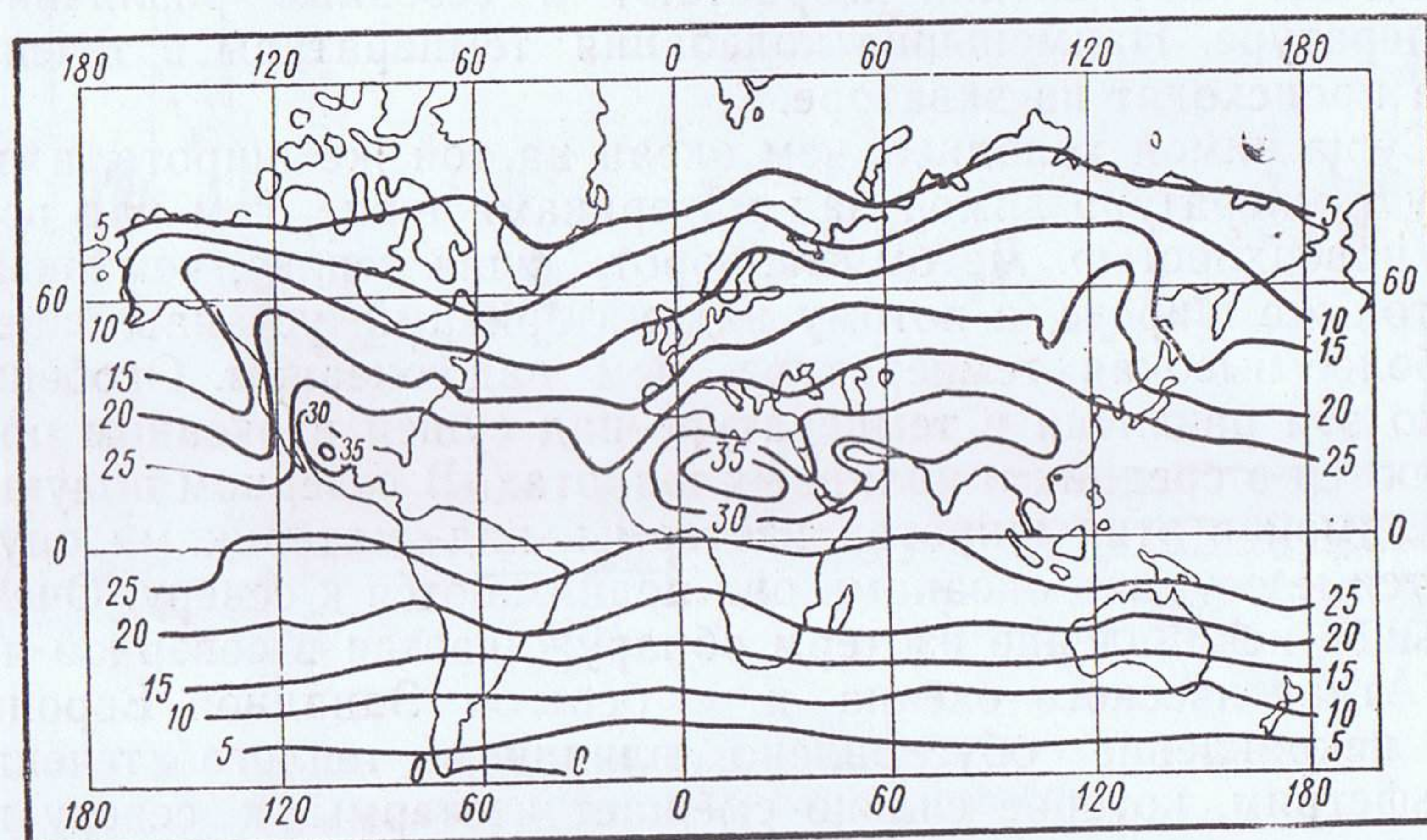


Рис. 51. Карта июльских изотерм

температуры. Средняя температура самых теплых месяцев, декабря и января, на побережье около 0° , во внутренних же районах она понижена до -28° , а в районе полюса недоступности до -30° , -35° .

Самые низкие температуры в январе обнаруживаются в северо-восточной Сибири — в Верхоянске и Оймяконе, в районе которых расположен *сибирский полюс холода* (рис. 52). Средняя температура января в Верхоянске -50° , июля 15° , средняя годовая -16° . Очень холодным местом является также центральный район ледяного плато Гренландии. По наблюдениям в 1930—1931 гг., в этом районе на высоте 3030 м средняя температура воздуха за февраль была -49° , за июль -13° , за год -31° . В южном полушарии полюс холода располагается в Антарктиде, где в районе полюса недоступности средняя годовая температура воздуха -57° .

Самые низкие абсолютные минимумы температуры воздуха в северном полушарии наблюдались в северо-восточной

Сибири. Здесь в Верхоянске (высота 122 м над уровнем моря) в феврале 1892 г. дважды была отмечена температура $-67,8^{\circ}$. В январе 1956 г. в Оймяконе (высота 670 м над уровнем моря), расположенном в верховьях р. Индигирки, температура наблюдалась -71° . В центральной части Гренландии на высоте 2345 м в январе 1954 г. была отмечена температура -66° .

Очень низкие температуры воздуха зимой характерны для Антарктиды. На станции Восток, расположенной в районе южного геомагнитного полюса на высоте 3448 м над уровнем

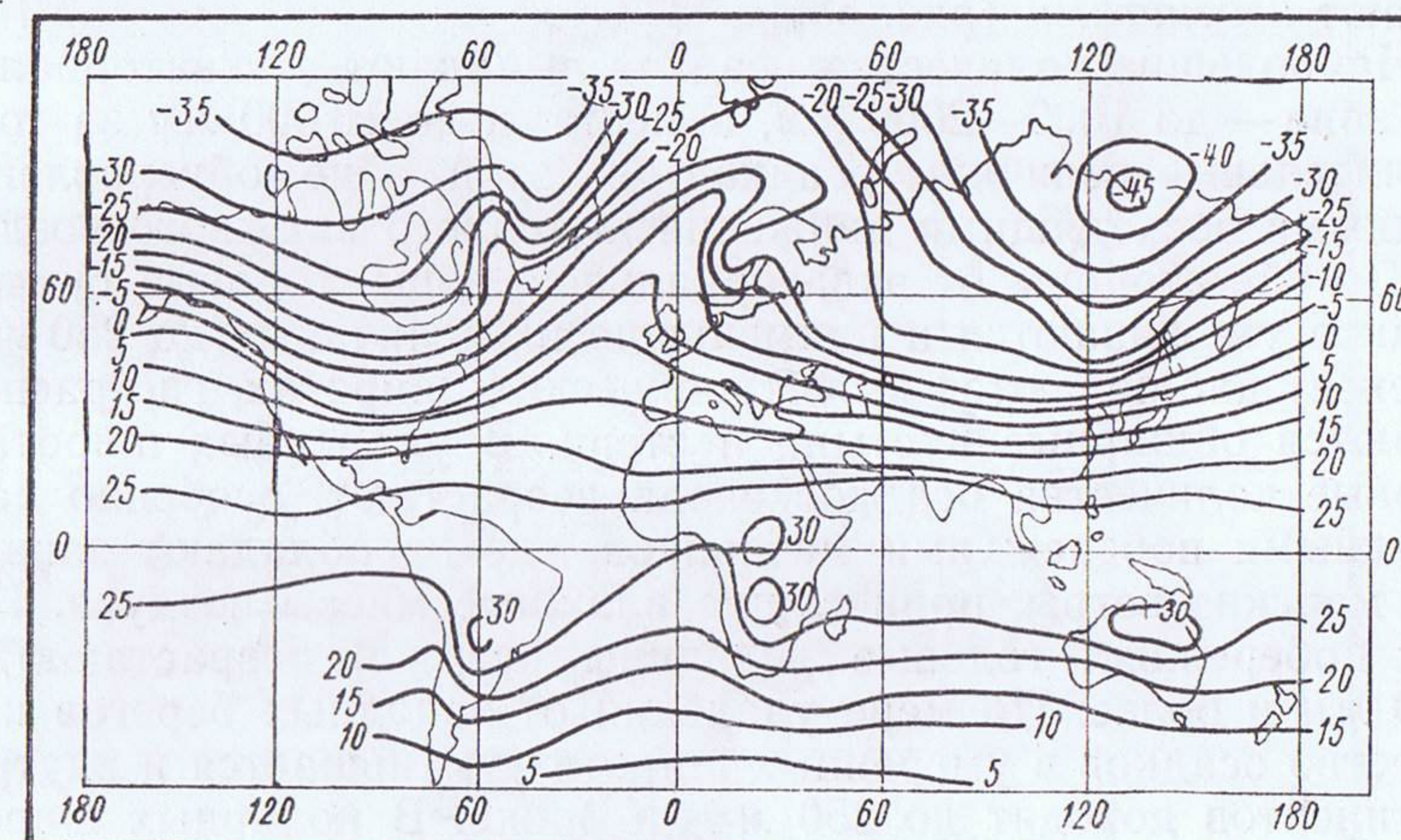


Рис. 52. Карта январских изотерм

моря в августе 1960 г. наблюдалась температура $-88,3^{\circ}$, а в 1965 г. недалеко от южного полюса норвежские наблюдатели зарегистрировали температуру $-94,5^{\circ}$, которая является самой низкой температурой воздуха в приземном слое нашей планеты.

Самая высокая температура воздуха (в тени) была отмечена в Африке, в районе Триполи (в Ливии), где в октябре 1922 г. была измерена максимальная температура в 58° . Температура воздуха в $57,1^{\circ}$ была отмечена в Тиндуфе (Сахара) в июле 1936 г. В июле 1913 г. в Долине Смерти в Калифорнии (США) наблюдалась максимальная температура $56,7^{\circ}$. В СССР самая высокая температура в 50° была зарегистрирована в Термезе (Узбекская ССР) и в Репетеке (Туркменская ССР).

Наиболее теплое место на поверхности земного шара (по средним месячным и средней годовой температуре воздуха)

расположено в Эритрее (Восточная Африка). В г. Массауа (побережье Красного моря) средняя температура января 26° , июля 35° , годовая 30° .

87. Атмосферные осадки. Распределение осадков в большей мере зависит от местных причин — особенностей циркуляции атмосферы, рельефа, экспозиции склонов, характера подстилающей поверхности и т. д. Поэтому они распределяются весьма неравномерно. Представление о среднем распределении осадков на поверхности земного шара дают географические карты, на которых места с одинаковым количеством осадков (за месяц, год) соединены линиями; такие линии называют *изогиетами* (рис. 53).

Наибольшие количества осадков выпадают в экваториальной зоне — до 1000—2000 мм, а местами до 10 000 мм за год. Значительные величины осадков в этой зоне обусловлены мощными восходящими движениями теплого влажного воздуха. По обе стороны от экваториальной зоны годовые суммы осадков уменьшаются и наименьшие их величины (до 250 мм и менее) наблюдаются в субтропических широтах, где располагаются обширные пустыни и степи. В умеренных широтах годовые количества осадков снова возрастают, особенно над западными побережьями материков, где преобладают западные морские ветры, приносящие влажные массы воздуха. На этих побережьях годовые величины осадков возрастают до 1000 мм и более. По мере удаления от западных берегов количество осадков в умеренных широтах уменьшается и внутри континентов доходят до 250 мм и ниже. В полярных широтах осадков выпадает мало — до 250 мм и менее. Причиной является низкая температура, вследствие чего в воздухе здесь содержится мало водяного пара.

Наибольшее количество осадков на земном шаре выпадает в Индии. Здесь в Черрапунджи, в провинции Ассам, расположенной на северо-востоке страны, на плато гор Хасия осадков за год выпадает в среднем около 11 000 мм, а за 1861 г. годовая сумма их составила примерно, 23 000 мм (за один только июль осадков выпало 9000 мм). Еще больше осадков выпадает в Манайураме (близ Черрапунджи) — 12 680 мм в год. Обильные осадки вымыли здесь из почвы все питательные вещества и сделали ее бесплодной. Местами осадки смыли даже почвенный покров. Поэтому ландшафт в районе Черрапунджи представляет полупустыню, а местами каменистую пустыню. На северо-восточном склоне гор острова Кауай (Гавайские острова) годовая сумма осадков (по пятилетним наблюдениям) достигает 12 090 мм. Много осадков выпадает у подножия пика Камерун (Африка, Камерун) — около 10 165 мм в год. Наименьшее количество осадков выпадает в пустынях. В центральных частях Сахары осадков выпадает за год 10—

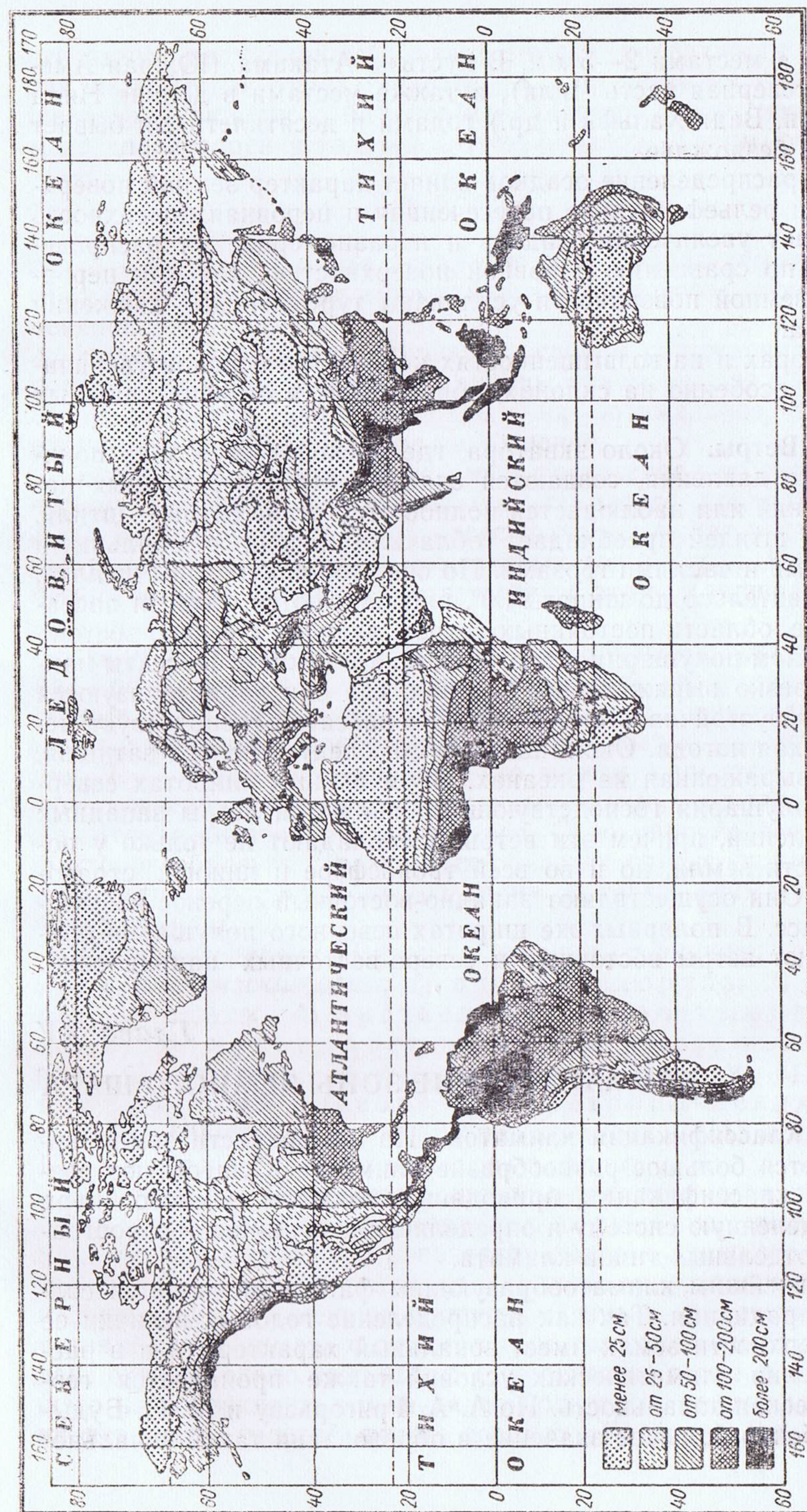


Рис. 53. Карта распределения годовых сумм осадков на поверхности земного шара

20 мм, а местами 2—5 мм. В пустыне Атакама (Южная Америка, северная часть Чили), а также местами в долине Нила (Ассуан, Вади-Хальфи и др.) годами и десятилетиями бывает полное бездождье.

На распределение осадков влияет характер земной поверхности и рельеф. Сильно пересеченная и неровная поверхность вызывает увеличение осадков и неравномерное их распределение, по сравнению с ровной поверхностью, так как неровности земной поверхности усиливают турбулентные движения воздуха.

В горах и на возвышенностях количество осадков увеличивается, особенно на склонах, обращенных в сторону влажных ветров.

88. Ветры. Около экватора, где располагается зона пониженного давления, создаются слабые ветры переменных направлений или наблюдается полное отсутствие ветра — штиль. В зоне штилей преобладает облачная погода с обильными осадками и частыми грозами. По обе стороны от зоны штилей, приблизительно до широты 30°, располагаются области пассатов, т. е. области постоянных ветров, дующих с северо-востока в северном полушарии и с юго-востока в южном. Пассаты наиболее резко выражены на океанах, где они характеризуются большой устойчивостью. В области пассатов господствует ясная, сухая погода. Около широты 30° следует полоса затишья, резко выраженная на океанах. В умеренных широтах северного полушария господствующими являются ветры западных направлений, причем эти ветры преобладают не только у поверхности земли, но и во всей тропосфере и нижней стратосфере. Они осуществляют западно-восточный перенос воздушных масс. В полярных же широтах северного полушария преобладают ветры восточных и северо-восточных направлений.

Глава XV

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ЗОНЫ ЗЕМНОГО ШАРА

89. Классификация климатов. На поверхности земли наблюдается большое разнообразие климатов. Существуют различные классификации, приводящие климаты земного шара в определенную систему и определяющие границы распространения отдельных типов климата.

Главнейшим климатообразующим фактором является солнечная радиация. Так как распределение годовых величин ее на поверхности земли имеет зональный характер, то и в распределении климатических условий также проявляется географическая зональность. По А. А. Григорьеву и М. И. Будыко особенно большое значение в образовании такой зонально-

сти имеют радиационный баланс земной поверхности (B) и так называемый индекс сухости (K), представляющий отношение радиационного баланса к количеству тепла, необходимого для испарения годовой суммы осадков. Таким образом

$$K = \frac{B}{Lr},$$

где L — скрытая теплота испарения; r — годовая сумма осадков; Lr — затрата тепла на испарение годового количества осадков.

Индекс сухости характеризует условия увлажнения местности. Величина его меньше единицы указывает на избыточное увлажнение, около единицы — на оптимальное, больше единицы — на недостаточное увлажнение.

Большое распространение имеет построенная на географическом принципе классификация климатов, предложенная Л. С. Бергом. В основе этой классификации лежат ландшафтные зоны — тундры, тайги, лиственных лесов и т. д. Климатические зоны находятся в соответствии с этими ландшафтными зонами.

Климатическая классификация Берга очень проста и удобна. Кроме того, она увязывает климатические условия различных зон с их физико-географическими условиями, в частности с почвенным покровом и растительностью. Классификация Л. С. Берга подчеркивает, что между климатом, рельефом, почвенным покровом и растительностью наблюдается самая тесная связь и взаимодействие. Совокупность всех этих факторов образует в различных областях определенные и характерные ландшафты, в создании которых климат играет большую роль.

По классификации Берга на низинах различают следующие климатические зоны: 1) вечного мороза, 2) тундры, 3) тайги, 4) лиственных лесов умеренной зоны, 5) муссонного климата умеренных широт, 6) степей, 7) средиземноморская, 8) субтропических лесов, 9) внетропических пустынь, 10) субтропических пустынь, 11) саванн, 12) влажного тропического леса.

По условиям увлажнения климаты вечного мороза, тундры, тайги, лиственных лесов умеренных широт, муссонного климата тех же широт, субтропических лесов и влажного тропического леса характеризуются избыточным увлажнением, с индексом сухости меньше единицы. Климат лесостепи относится к типу климата с оптимальным увлажнением. Здесь индекс сухости около единицы, т. е. количество тепла, поступающего на поверхность земли равно количеству тепла, идущего на испарение годовой суммы осадков. Климаты же степей,

внетропических и тропических пустынь, а также саванн характеризуются недостаточным увлажнением, с индексом сухости больше единицы.

✓ **90. Характеристика климатических зон.** Ниже приведена краткая характеристика климатических зон земного шара по классификации Берга.

Климат вечного мороза. Этот климат создается в высоких широтах. Климат очень суровый. Преобладающей воздушной массой является очень холодный арктический воздух (в Антарктике — антарктический). Самый теплый месяц имеет среднюю температуру ниже 0° .

Климат тундры. Эта зона занимает северную часть материков Северной Америки, Европы и Азии. Она встречается также на многих островах Арктического бассейна. За южную границу тундры принимают северный предел распространения леса, совпадающий с изотермой $10-12^{\circ}$ самого теплого месяца в году. Так как в тундре имеют место более низкие температуры, то для леса в тундре нет благоприятных условий. Тундра безлесна. Осадков в тундре выпадает мало — 200—300 мм, а местами до 150 мм в год. В тундре имеет большее распространение вечная мерзлота.

Климат тайги. Эта климатическая зона в северном полушарии занимает огромное пространство в Северной Америке и в Евразии. В южном полушарии этот тип климата на равнинах не встречается.

Климат тайги характеризуется большой континентальностью. В тайге Евразии континентальность увеличивается с запада на восток. Зимы в тайге суровые. Средние температуры января доходят местами до -30° , -40° , а в Восточной Сибири до -50° . Лето в тайге сравнительно теплое. Средняя температура июля выше 10° , а в южной части зоны она достигает $18-20^{\circ}$. Осадков в тайге выпадает до 300—600 мм в год. В Восточной Сибири огромные площади заняты вечной мерзлотой.

Климатические условия тайги благоприятны для растительности. В этой зоне летом умеренная температура, повышенная влажность воздуха, достаточное количество осадков. Вегетационный период более длинный, чем в тундре.

Все эти условия способствуют росту и развитию лесных насаждений. Тайга представляет собой густой хвойный лес, состоящий из ели, пихты, кедра и сосны. В тайге Восточной Сибири распространена даурская лиственница. В тайге имеет-ся также примесь лиственных пород — березы, осины, ольхи и др.

Климат лиственных лесов умеренной зоны. Этот климат распространен в Северной Америке в восточных районах США, примыкающих к Аппалачам и Великим озерам, в Западной

Европе, в средней полосе СССР. Местами он встречается в Южной Америке, на юго-восточном побережье Австралии, в Тасмании, Новой Зеландии. В зону лиственных лесов Л. С. Берг включает и лесостепь, т. е. переходную зону между лесной областью и степью.

Климат зоны лиственных лесов еще более благоприятен для растений, чем климат тайги. Зима здесь менее холодная, лето более теплое. Средние температуры самого холодного месяца колеблются от -16° до $+5^{\circ}$, самого теплого от 16° до 22° . Осадков выпадает до 500—600 мм за год, но местами, в зависимости от рельефа, до 1000 мм и более.

Климат благоприятен для произрастания лиственных лесов. Для Западной Европы характерны буковые леса, для Восточной Европы — дубравы. В южном полушарии для зоны характерны вечнозеленые леса из широколиственных и хвойных пород (южный бук, араукария и др.); однако лесостепной зоны здесь нет.

Климат степей. Зона степей занимает южную полосу Европейской территории СССР, северную часть Крыма, Среднее Поволжье, Западное Предкавказье, северные районы Казахстана, южные районы Западной Сибири, западные районы Северной Америки, примыкающие с востока к Скалистым горам.

Климат характеризуется большой засушливостью. Осадков в большей части степной зоны выпадает не более 450 мм в год и только местами это количество доходит до 500—550 мм. Испаряемость здесь значительная. Лето в степях жаркое, сухое. Часто наблюдаются засухи, суховеи, пыльные бури. Температура самого теплого месяца $22-24^{\circ}$, самого холодного от 0° до -20° . Зимой на большей части территории устанавливается снежный покров со средней толщиной около 20—30 см.

Средиземноморский климат. Это особый тип климата, создающийся в районе Средиземного моря и в других местах земного шара, расположенных на западных побережьях субтропической зоны северного и южного полушарий, а также на южном берегу Крыма и Черноморском побережье Кавказа — от Новороссийска до Туапсе. Осадки в условиях этого климата выпадают главным образом зимой, лето здесь сухое.

Климат теплый, с достаточным количеством осадков. Зима мягкая, без устойчивого снежного покрова, лето жаркое. Средняя температура самого холодного месяца в году выше 0° , самого теплого $20-28^{\circ}$. Годовое количество осадков зависит от рельефа и колеблется от 300 до 1000 мм и более.

Характерными представителями растительности средиземноморского климата являются кипарис, лавр, грецкий орех и др.

Муссонный климат умеренных широт. Данный тип климата наблюдается в среднем течении Амура, в Уссурийском крае,

на Сахалине, в северных районах Японии и Кореи, Северном и Северо-восточном Китае. В летнее время в этих местах господствует летний муссон в виде южного и юго-восточного ветра, приносящего влажные массы воздуха с океана. Поэтому летом здесь выпадает большое количество осадков. Зимой же муссон представляет собой северный и северо-западный поток континентального воздуха, приносящего очень холодные массы воздуха из Сибири. Этот воздух содержит мало водяного пара, поэтому зимы здесь бывают обычно с ясной сухой погодой.

Средние температуры января доходят до -20° . Снежный покров ничтожен. Лето теплое, влажное. Средняя температура июля $20-25^{\circ}$. Годовая сумма осадков достигает $600-1000$ мм и выше.

Климат влажного субтропического леса. Эта климатическая зона охватывает юго-восточные штаты США, в южной Америке — Боливию, Парагвай и юго-восточную часть Бразилии; встречается также на плоскогорьях Африки, в северной части Индии, в южных районах Японии, Кореи и Китая, на северо-восточном берегу Австралии. В СССР этот тип климата встречается на Колхидской и Ленкоранской низменностях.

Климат характеризуется теплой зимой. Средняя температура самого холодного месяца не ниже 2° . Лето жаркое, сырое. Температура самого теплого месяца $22-28^{\circ}$. Годовая сумма осадков превышает 1000 мм. Максимум осадков приходится на летние месяцы.

Растительность представлена лесами из широколиственных пород с примесью вечнозеленых растений.

Климат внетропических пустынь. В данную зону входят Терско-Кумская и Астраханская полупустыни, средне-азиатские пустыни и полупустыни, пустыня Гоби в Центральной Азии, пустыни Северной Америки, расположенные по среднему течению р. Колорадо, полупустыня в восточной Патагонии — в Южной Америке.

Климат характеризуется большой сухостью и значительной испаряемостью. Осадков выпадает вообще меньше $250-300$ мм за год, а местами годовая сумма их доходит до 100 мм и даже ниже. Лето жаркое, сухое, с малой облачностью, но зимы в пустынях прохладные или холодные. В пустынях Средней Азии средняя температура января колеблется от -12° в северной части до 3° в южной, июля — от 25° до 30° . Летом максимальные температуры могут достигать в тени 45° и выше.

Растительность пустынь представлена полынью, солянками, кустарником саксаулом.

Климат субтропических пустынь. В эту зону входят пустыни Сахара и Намиб, пустыни Аравии, Атакама (Южная Аме-

рика), пустыни в нижнем течении р. Колорадо и в Калифорнии (Северная Америка), пустыня в центральной части Австралии.

Преобладающей воздушной массой в зоне пустынь является континентальный тропический воздух. Средняя годовая температура в пустынях выше 18° . Местами она доходит до 25° и более. Лето в пустынях весьма жаркое. Средняя температура самого теплого месяца $32-38^{\circ}$, а в Долине Смерти (в пустыне в нижнем течении р. Колорадо, в Северной Америке) она за $1911-1930$ гг. достигала даже 39° . Самый холодный месяц имеет температуру около 10° .

Осадков выпадает очень мало — меньше 250 мм в год; местами годовая сумма их снижается до 100 мм и ниже. В субтропических пустынях в отдельных местах в течение нескольких лет иногда не бывает ни одного дождя. Осадки выпадают преимущественно в виде ливней.

Очень высокие температуры и крайний недостаток осадков создают для растений в пустынях весьма неблагоприятные условия. Растительность в них отсутствует. В Сахаре она появляется только временами после сильных ливней, увлажняющих почву на короткое время. В оазисах Сахары, где имеется в почве вода, произрастает типичное для данного климата растение — финиковая пальма.

Климат саванн. Саванна — это тропическая лесостепь. В состав растительного покрова саванн входят и деревья, но они располагаются в них в виде редкостоя и сомкнутого полога не образуют.

Саванны занимают огромные пространства в тропической части Африки и Южной Америки; они встречаются также на побережье Центральной Америки, в западной части Мадагаскара, в Индостане, Индокитае, в северной части Австралии.

Климат характеризуется сезонной сменой воздушных масс. В летнее время в саваннах преобладает влажный воздух, приходящий с экватора, в зимнее время — сухой континентальный тропический воздух, приносимый пассатами.

В связи с этим в летнее время в саваннах наблюдается влажная погода с обильными осадками, зимой — засушливая погода. Средняя температура самого теплого месяца в году $25-30^{\circ}$ и выше, самого холодного — не ниже $15-18^{\circ}$. Годовая сумма осадков достигает 1000 мм; на склонах гор, обращенных в сторону влажных ветров, осадков выпадает до 2000 мм и более.

Из деревьев, произрастающих в саванне, наиболее характерным является баобаб, отличающийся очень толстым стволом. В сухой период баобаб сбрасывает листву.

Климат влажного тропического леса. Площадь влажного тропического леса не имеет точных широтных границ. В одних

случаях граница его простирается только на несколько градусов к северу и югу от экватора, в других же она доходит до тропиков или даже пересекает их. В основном данный климат встречается в экваториальной Африке (в бассейне р. Конго), в Южной Америке (бассейн р. Амазонки), на островах Малайского архипелага.

Климат характеризуется высокой постоянной температурой и обильными осадками. Средняя температура самого теплого месяца $26-32^{\circ}$, самого холодного — не ниже 18° . Максимальные температуры воздуха редко превышают 34° , но ближе к тропикам они гораздо выше и могут превышать $45-50^{\circ}$. Осадков выпадает от 2500 до 4000 мм, а в отдельных местах и более. Наибольшие количества осадков выпадают в период равноденствий, когда Солнце в полдень здесь достигает зенита.

В условиях климата влажного тропического леса произрастают вечнозеленые леса, где деревья перевиты лианами. Характерными растениями являются пальмы — саговая, кокосовая и др., бананы, ананасы, хлебное дерево, кофейное дерево и др.

Глава XVI КЛИМАТ СССР

91. Общий обзор. Советский Союз занимает территорию, равную одной шестой части населенной суши земного шара. Эта территория располагается в основном в умеренном поясе, за исключением северной окраины и островов морей Полярного бассейна, которые заходят за полярный круг. Южная окраина СССР — Южный берег Крыма, Закавказье и южные районы Средней Азии — входит в субтропическую зону. Вследствие огромной протяженности территории СССР между его северными и южными районами создаются значительные разницы в величинах прихода и расхода солнечной радиации, что вызывает большие изменения в характере климата этих районов. Различная же удаленность тех или иных районов СССР от берегов Атлантического океана увеличивает или уменьшает степень континентальности их климата. Огромную роль в процессе климатообразования в СССР играют также особенности атмосферной циркуляции в отдельных его частях.

Большое значение в образовании климата на территории СССР имеет подстилающая поверхность, от которой зависят физические свойства формирующихся над ней воздушных масс. Эта поверхность характеризуется значительной неоднородностью, что отражается на процессе формирования климата.

Особенно большое влияние на климат оказывает рельеф. Даже небольшие возвышенности в равнинной местности могут оказывать на климат заметное действие.

Все это приводит к тому, что на территории СССР под влиянием различных физико-географических условий образуется большое разнообразие климатов — от холодного арктического на северной окраине СССР до субтропического на Южном берегу Крыма, в Закавказье и на южной окраине Средней Азии.

На территории СССР создаются весьма благоприятные условия для трансформации воздушных масс, приходящих со стороны Арктики и Атлантического океана и для формирования континентального воздуха умеренных широт, который на значительной части СССР является преобладающей воздушной массой в течение всего года.

Западная часть Европейской территории СССР во все времена года находится под воздействием Атлантического океана, со стороны которого приходят массы морского воздуха. На территории СССР этот воздух постепенно теряет свои морские свойства и переходит в континентальный, более теплый летом и более холодный зимой. Поэтому по мере продвижения от западных границ СССР на восток зимние температуры понижаются, а летние повышаются, увеличивается годовая амплитуда колебания температуры, уменьшается количество осадков.

Нередко на территорию СССР со стороны Арктики вторгаются массы холодного воздуха. Наиболее частые вторжения его происходят в середине зимы. Арктический воздух может достигать южных окраин СССР. Вторжения его поздней весной вызывают заморозки, вредящие растительности. В восточных районах Европейской территории СССР, а также в Сибири, вторжения арктического воздуха более часты, чем в западных, что повышает континентальность климата в этих районах. При этом, в результате трансформации арктического воздуха, образуется более сухой континентальный воздух умеренных широт, чем после трансформации атлантического воздуха.

Морской тропический воздух с субтропических широт Атлантического океана встречается только на побережье Черного моря, в юго-западных районах УССР и Молдавской ССР.

На Дальнем Востоке создается муссонная циркуляция воздуха. Зимой этот край захватывается зимним муссоном, приносящим холодные массы воздуха из северо-восточной Сибири. Летом на Дальнем Востоке господствует летний муссон, приносящий влажные массы морского воздуха с юга и юго-востока. В Приморье летом может проникать и тихоокеанский тропический воздух.

92. Солнечная радиация на территории СССР. Распределение солнечной радиации на территории СССР зависит в основном от географической широты, поскольку она определяет вы-

соту Солнца над горизонтом и продолжительность дня. Большое влияние оказывает также облачность и прозрачность воздуха.

Солнечная радиация поступает на поверхность земли в виде прямой и рассеянной радиации. В холодное время года рассеянная радиация преобладает над прямой, или примерно равна ей. В теплое время года, особенно в летние месяцы, преобладает прямая радиация. Исключение составляет только Арктика, где рассеянная радиация благодаря большой и негустой облачности преобладает и летом.

Наименьшие годовые значения суммарной радиации в СССР наблюдаются в полярных широтах, где они определяются в $60\text{--}70 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{год}$, а наибольшие в крайних южных районах Средней Азии — $150\text{--}160 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{год}$ (рис. 54). Что же касается радиационного баланса подстилающей поверхности, т. е. разности между приходящей к земле и уходящей от нее радиации вследствие отражения и излучения, то в среднем за год он будет положительным на всей территории СССР. Наименьшие величины радиационного баланса наблюдаются на северной окраине, в Арктике — менее $20 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{год}$, наибольшие в южных районах Средней Азии $50\text{--}60 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{год}$ (рис. 55).

93. Распределение климатических элементов на территории СССР. В зимнее время почти вся территория СССР находится под влиянием области высокого давления (рис. 56). Пониженное давление зимой в СССР создается только в северо-западных районах Европейской территории и на Камчатке. Область высокого давления зарождается еще в сентябре над Центральной Азией и, постепенно усиливаясь, достигает наибольшего развития в январе.

Преобладающими ветрами в зимнее время на большей части территории СССР являются ветры юго-западных, в Средней Азии — восточных и на Дальнем Востоке — северных и северо-западных направлений.

В летнее время на территории СССР располагается область пониженного давления (рис. 57). Центральная часть этой области находится к югу от Средней Азии — в Иране и Западной Индии. Поэтому в летнее время на Европейской территории СССР и в Западной Сибири преобладают ветры северо-западных и западных, в Восточной Сибири и Средней Азии — северных, на Дальнем Востоке — южных и юго-восточных направлений.

Наибольшая скорость ветра на территории СССР приходится на зимние месяцы, наименьшая — на летние. По мере удаления от берегов морей и океанов она убывает, и наименьшие скорости наблюдаются в центральных районах. Так, средняя скорость ветра за январь на берегах Баренцова и

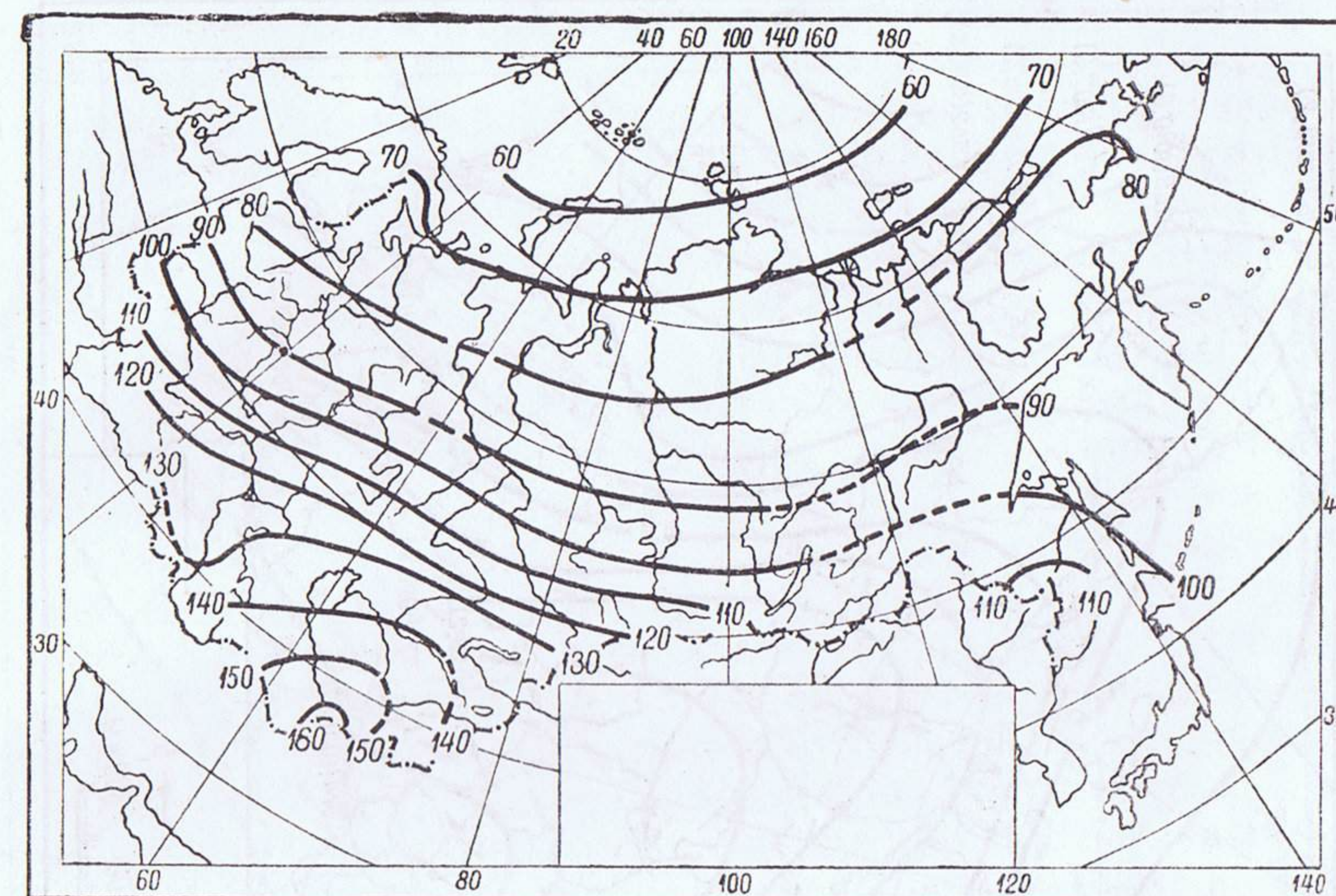


Рис. 54. Суммарная радиация за год в СССР (ккал/см^2)

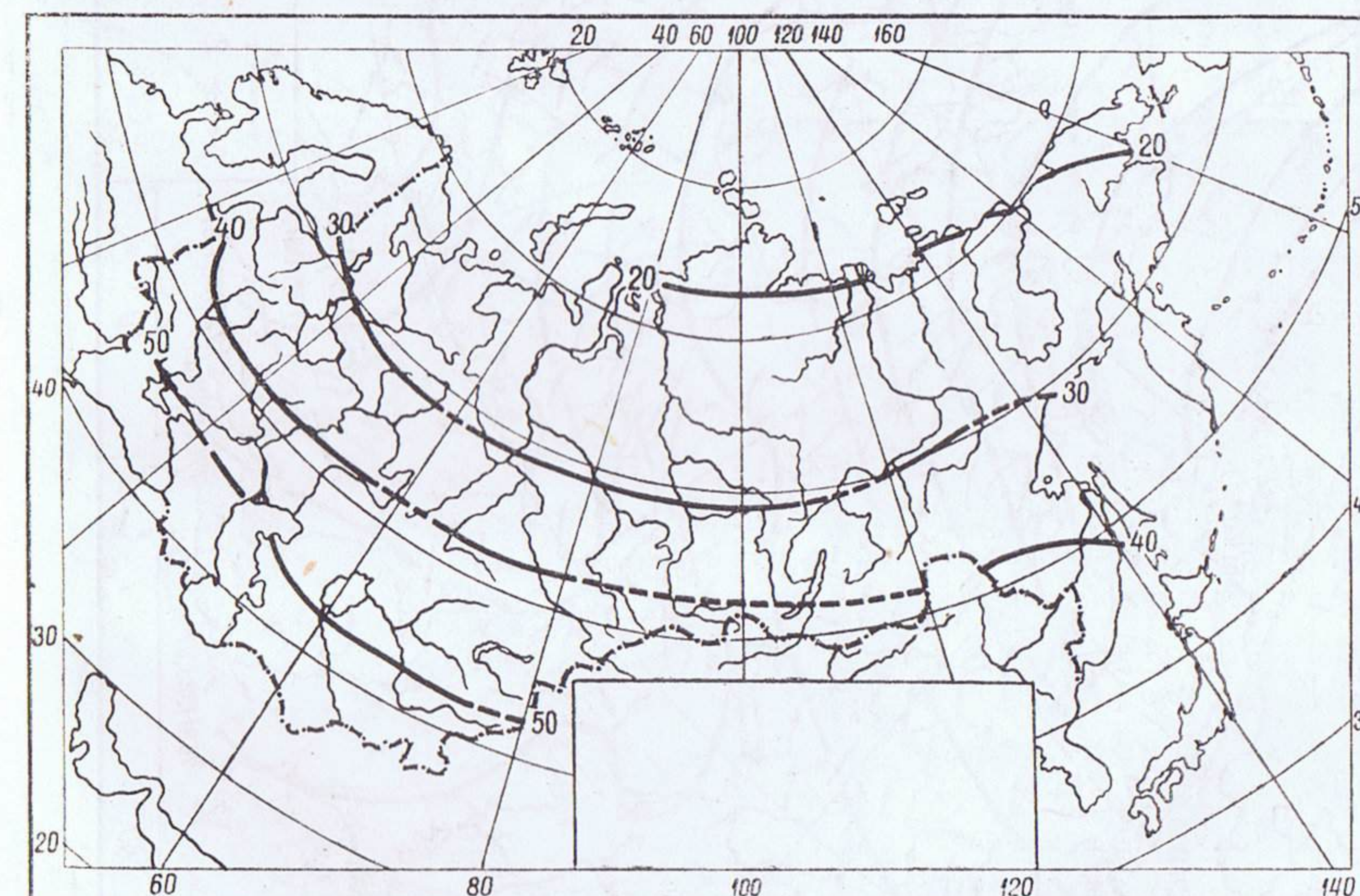


Рис. 55. Радиационный баланс за год в СССР (ккал/см^2)

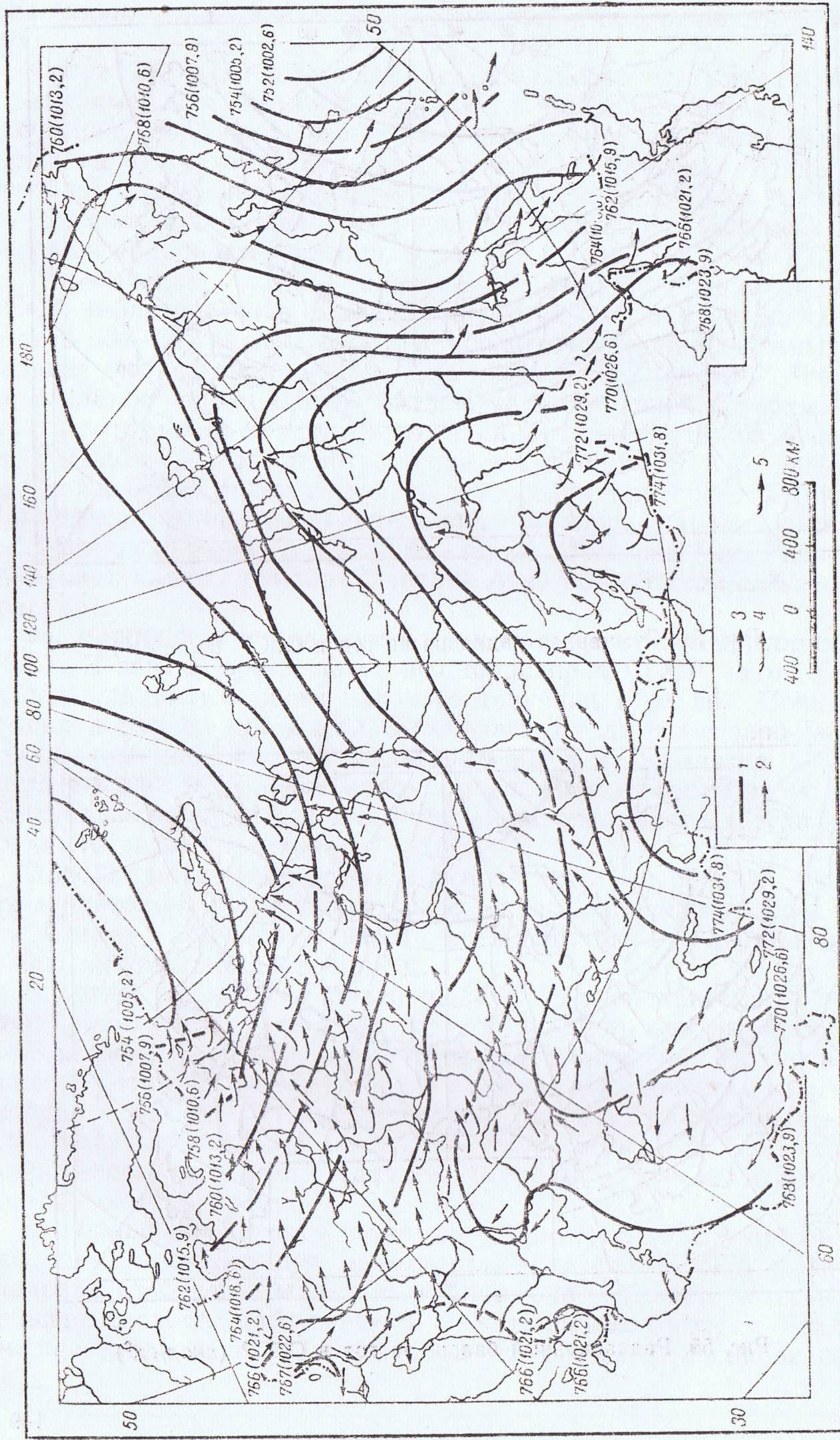


Рис. 56. Давление воздуха и ветры в СССР в январе.

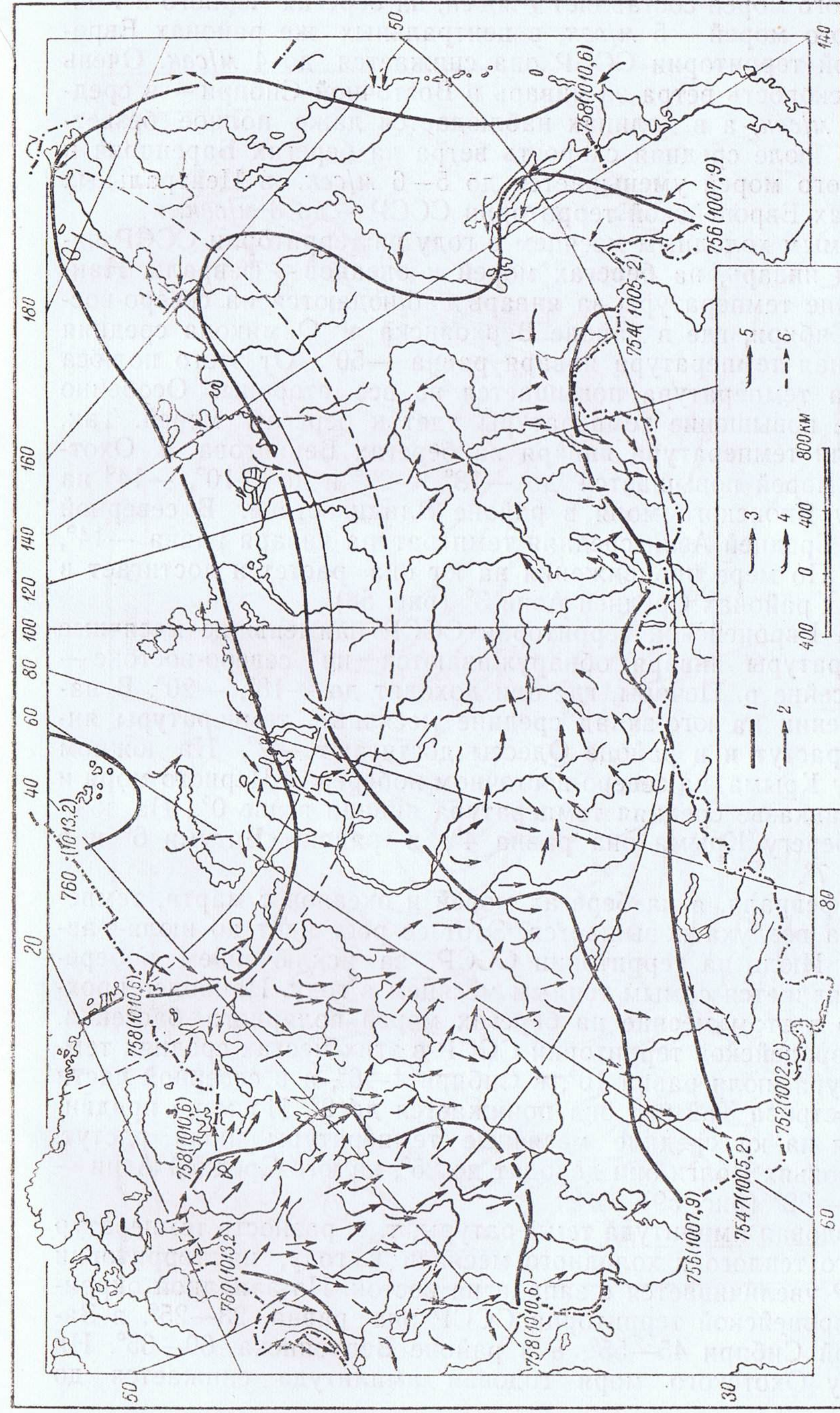


Рис. 57. Давление воздуха и ветры в СССР в июле.

Карского морей составляет 7 м/сек, на берегах Черного и Каспийского морей — 5 м/сек, в центральных же районах Европейской территории СССР она снижается до 4 м/сек. Очень мала скорость ветра за январь в Восточной Сибири — в среднем 3 м/сек, а в долинах наблюдается даже полное безветрие. В июле средняя скорость ветра на берегах Баренцова и Карского морей уменьшается до 5—6 м/сек, в Центральных районах Европейской территории СССР — до 3 м/сек.

Самым холодным месяцем в году на территории СССР является январь, на берегах морей и океанов — февраль. Наименьшие температуры за январь наблюдаются на северо-востоке Сибири, где в районе Верхоянска и Оймякона средняя месячная температура января равна -50° . От этого полюса холода температура повышается во все стороны. Особенно резкое повышение температуры идет к берегам морей. Так, средняя температура января на берегах Берингова и Охотского морей повышается до -18° , -22° и до -10° , -14° на берегу Японского моря в районе Владивостока. В северной части Средней Азии средняя температура января равна -14° , -16° . По мере продвижения на юг она растет и достигает в южных районах Средней Азии 3° (рис. 58).

На Европейской территории СССР наименьшие месячные температуры января обнаруживаются на северо-востоке — в бассейне р. Печоры, где они доходят до -18° , -20° . В направлении на юго-запад средние месячные температуры января растут и в районе Одессы достигают -2° . На южном берегу Крыма, на северо-восточном побережье Черного моря и в Закавказье средняя температура января выше 0° . На южном берегу Крыма она равна 4° , в районе Батуми 6° и в Гагре 7° .

С февраля, а на берегах морей и океанов с марта, температура воздуха повышается. Этот ее рост идет до июля—августа. Июль на территории СССР, за исключением побережий, является самым теплым месяцем в году. Наиболее прохладно в этом месяце на берегах морей полярного бассейна. На Европейской территории СССР в этих местах средняя температура июля равна 10° , в Сибири $4-6^{\circ}$, а в северной части полуострова Таймыр она понижается до 2° . По мере продвижения на юг средние месячные температуры июля растут. В низовьях Волги они доходят до 25° , на юге Средней Азии — до $30-32^{\circ}$ (рис. 59).

Годовая амплитуда температуры, т. е. разность температур самого теплого и холодного месяцев в году, на территории СССР увеличивается с запада на восток. На западной окраине Европейской территории СССР она равна $23-25^{\circ}$, в Западной Сибири $45-55^{\circ}$, а в районе Верхоянска $60-65^{\circ}$. На берегу Охотского моря годовая амплитуда снижается до

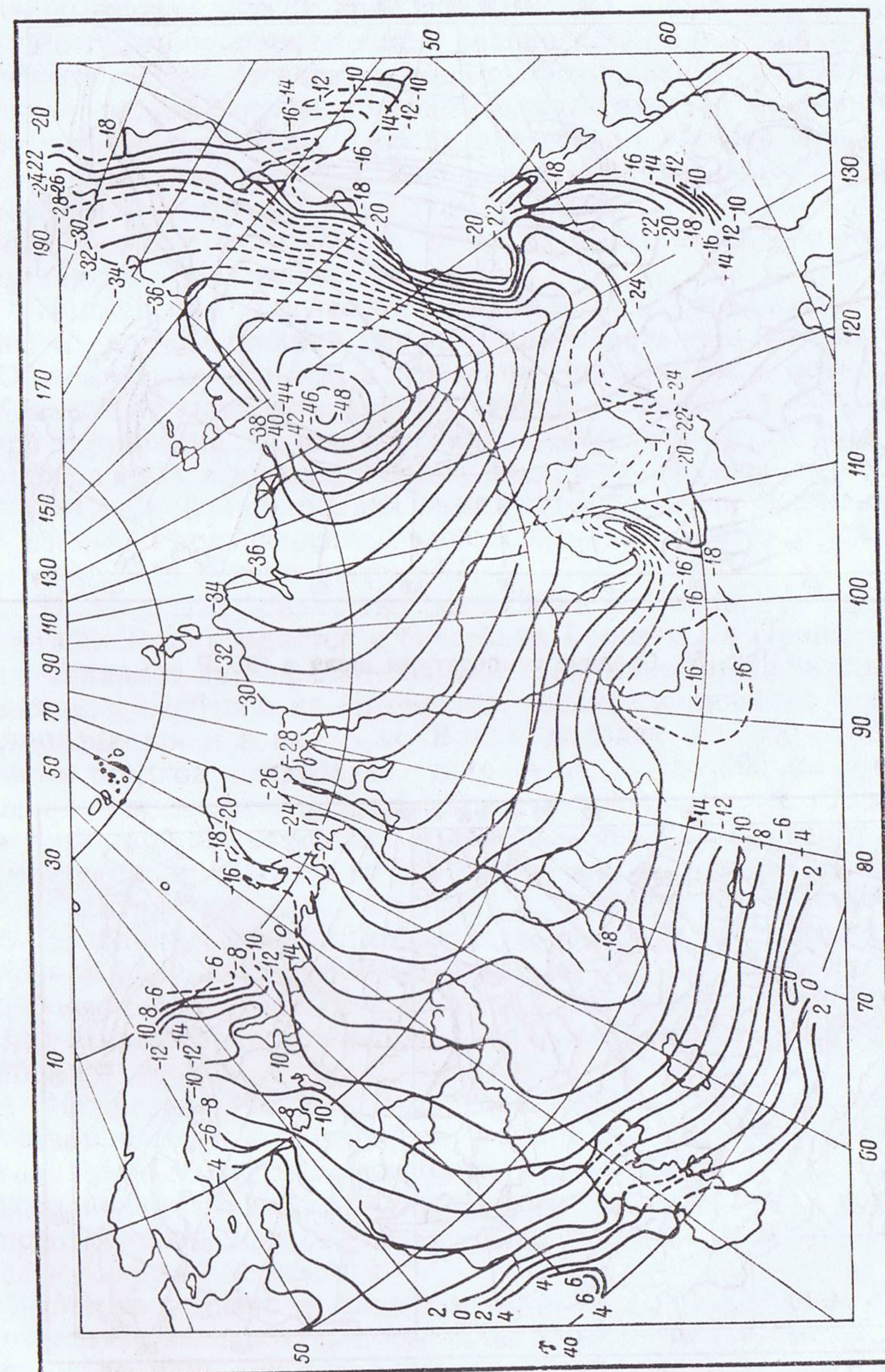


Рис. 58. Средние температуры января в СССР

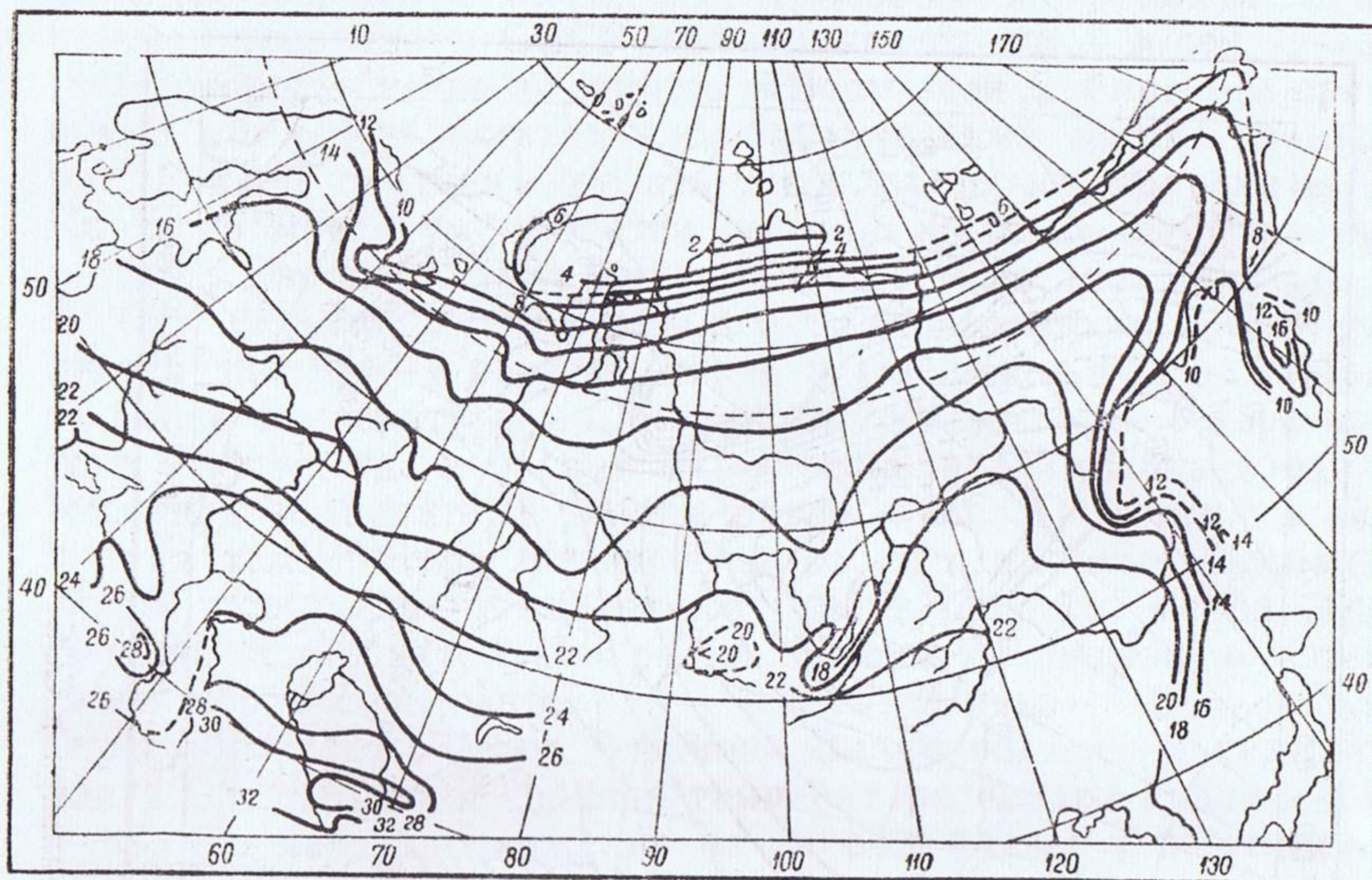


Рис. 59. Средние температуры июля в СССР

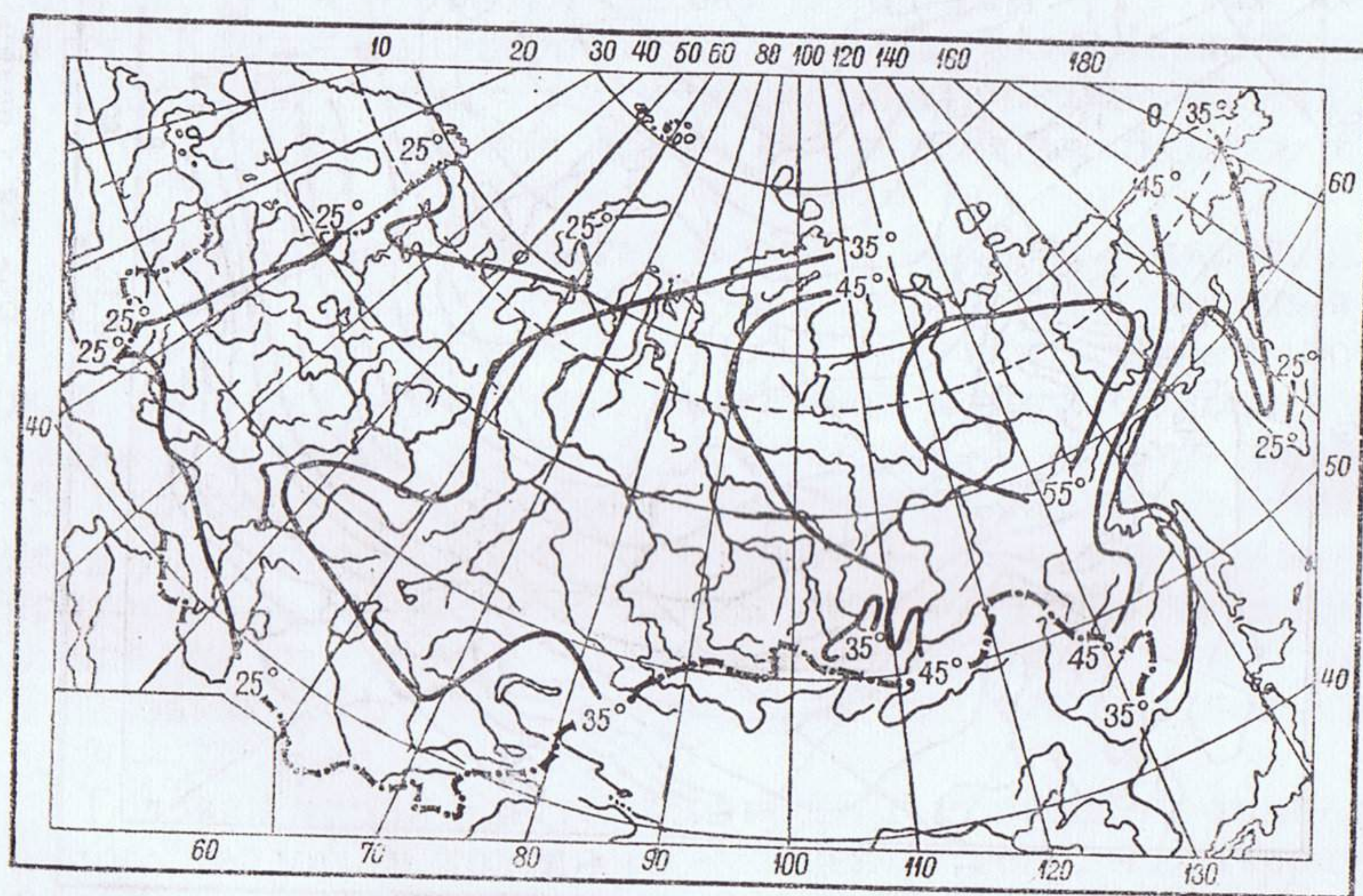


Рис. 60. Средние годовые амплитуды температуры воздуха в СССР

30—35°, в районе Владивостока до 28—30°. На южном берегу Крыма и Черноморском побережье Кавказа годовые амплитуды равны 18—20° (рис. 60).

Рассмотрим теперь общее распределение осадков на территории СССР. Основную роль в образовании осадков здесь играет водяной пар, приносимый воздушными течениями с океана. По сравнению с этим количеством местное испарение дает гораздо меньше водяного пара. Однако роль местного испарения в образовании осадков все же велика, так как оно поддерживает влажность в воздушных массах на уровне, допускающем образование осадков.

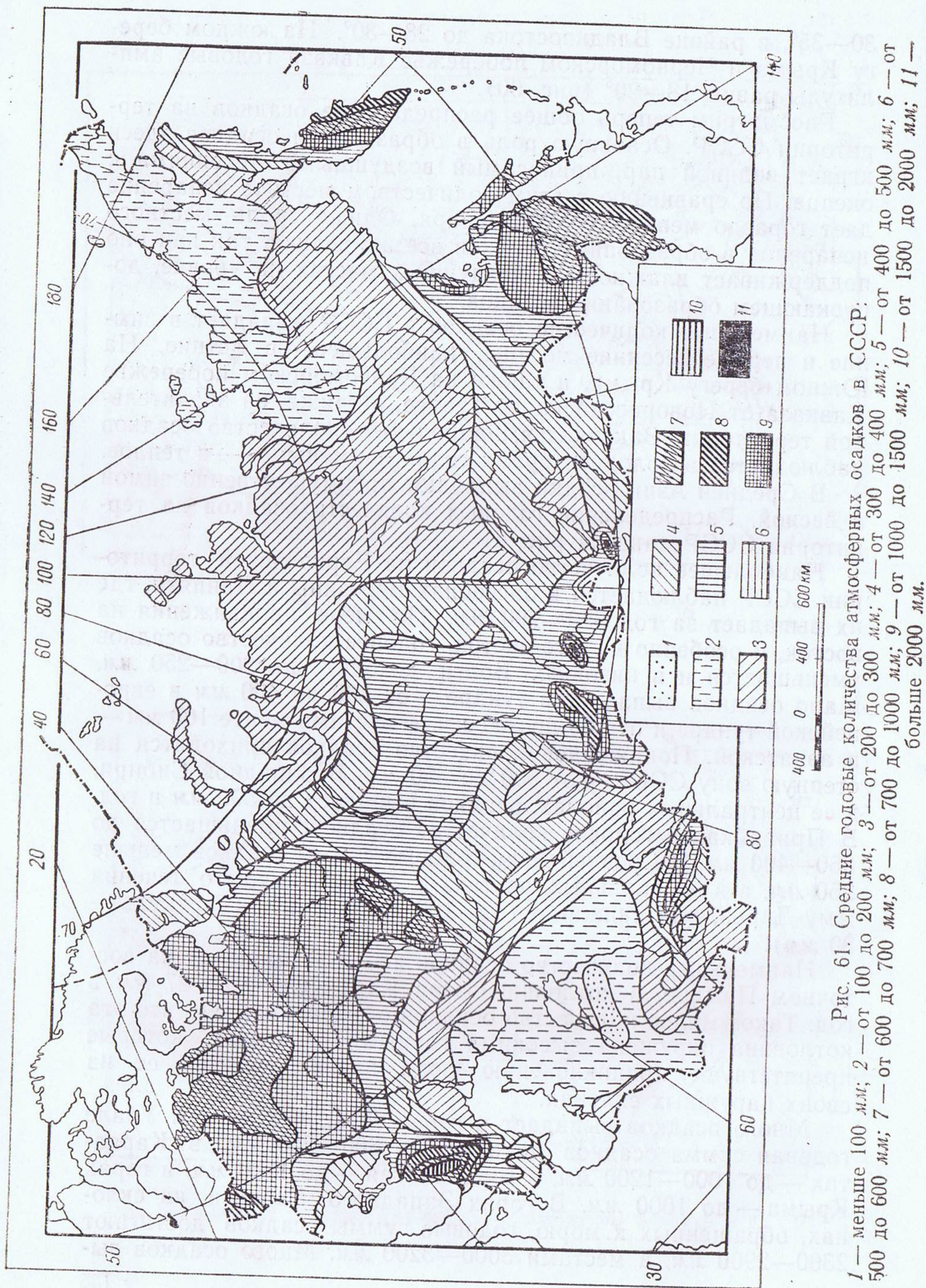
Наименьшее количество осадков в СССР выпадает в зимние и первые весенние месяцы, наибольшее — в летние. На Южном берегу Крыма, а также на Черноморском побережье Кавказа от Новороссийска до Туапсе, а также на значительной территории Закавказья, наибольшее количество осадков наблюдается в холодное время года, наименьшее — в теплое.

В Средней Азии осадки выпадают преимущественно зимой и весной. Распределение годовых количеств осадков на территории СССР дано на рис. 61.

Наибольшее количество осадков на Европейской территории СССР наблюдается в бассейнах Березины и Припяти, где их выпадает за год 650—700 мм. По мере продвижения на восток, и особенно на юго-восток, годовое количество осадков уменьшается и в низовьях Волги доходит до 200—250 мм. Мало осадков выпадает в тундре — от 300 до 400 мм в европейской тундре и от 100 до 300 мм, а местами менее 100 мм — в азиатской. Пониженное количество осадков приходится на степную зону СССР — от 500 до 350 мм. В Западной Сибири, в ее центральных районах, осадков выпадает до 500 мм в год. В Прибайкалье годовое количество осадков уменьшается до 350—400 мм. В Средней Азии годовые суммы осадков меньше 250 мм, а в центральных частях, в районе нижнего течения Аму-Дарьи, они снижаются до 100 мм и менее (Турткуль — 80 мм).

Наименьшее количество осадков в СССР выпадает на восточном Памире, в котловине озера Кара-Куль — до 27 мм в год. Такое малое количество осадков объясняется тем, что эта котловина окружена высокими горными хребтами, которые препятствуют проникновению сюда влаги, осаждая ее на своих наружных склонах.

Много осадков выпадает в горах. Так, на Среднем Урале годовая сумма осадков доходит до 600—800 мм, в Карпатах — до 1000—1200 мм, в горах Алтая — до 1500 мм, в горах Крыма — до 1000 мм. В горах Западного Кавказа, на склонах, обращенных к морю, годовые суммы осадков достигают 2300—2900 мм, а местами 3000—3200 мм. Много осадков вы-



падает на Черноморском побережье Кавказа (в Поти — 1650 мм, Сочи — до 1400 мм, Батуми — до 2500 мм в год). В Восточном Закавказье много осадков выпадает в районе Ленкорани — до 1250 мм в год.

В холодное время года осадки в СССР выпадают в виде снега. Количество таких осадков на большей части территории СССР составляет 25—30% их годовой суммы. На Севере количество осадков в виде снега составляет 30—35% всех годовых осадков, а в южных районах это количество снижается до 15% и ниже (Херсон — 11%, Ташкент — 12%). В Восточной Сибири количество осадков в виде снега составляет местами всего только 4% всех годовых осадков. Зимой под влиянием снегопадов на территории СССР образуется снежный покров той или иной мощности. Наибольшая высота снежного покрова создается на западных склонах Северного Урала и в его предгорьях (до 90 см и более), в северных районах Западной Сибири (до 80—90 см), на Камчатке и Сахалине (до 80—100 см и более) и в низовьях р. Амур (до 70 см). В степной полосе, на северном Кавказе, в полупустынях и пустынях Средней Азии, а также в степной части Забайкалья высота снежного покрова снижается до 20—10 см и менее.

Наибольшая толщина снежного покрова наблюдается в северных районах — в конце марта и даже в начале апреля, в средней полосе — в начале марта или в конце февраля, а в южных районах — в начале февраля или даже в январе.

Число дней со снежным покровом колеблется от 260 дней в Сибири, на Крайнем Севере, до 10—20 дней и меньше — на Черноморском побережье Кавказа.

Устойчивый, постоянный снежный покров в СССР отсутствует на южном берегу Крыма, на Черноморском побережье Кавказа, в Ленкоранской и Колхидской низменностях, а также в южных районах Средней Азии.

94. Климатические зоны на территории СССР. На территории СССР можно выделить три климатические зоны: арктическую, умеренных широт и субтропическую.

Арктическая зона охватывает моря и острова Полярного бассейна, а также тундру, т. е. полосу, прилегающую к берегам морей этого бассейна.

Зона климатов умеренных широт занимает лесотундру, лесную область, лесостепь, степную полосу, полупустыни и пустыни юго-востока Европейской части СССР и Средней Азии.

Субтропическая зона занимает Южный берег Крыма, Закавказье и районы Средней Азии, лежащие к югу от 43—44° с. ш. Она представлена тремя типами климата: влажными субтропиками (Колхидская и Ленкоранская низменности), полусухими субтропиками или средиземноморским (Южный

берег Крыма и Черноморское побережье Кавказа от Новороссийска до Туапсе) и сухими субтропиками (Кура-Араксинская низменность в Восточном Закавказье и крайние южные районы Средней Азии). Крайняя северная граница субтропической зоны в СССР совпадает примерно с изотермой января 1° .

Ниже дается описание климатических условий отдельных частей СССР.

95. Климат арктической зоны. Арктическая зона охватывает моря и острова Северного Полярного бассейна и на континенте полосу, прилегающую к берегам морей этого бассейна. Южная граница арктической зоны совпадает с южной границей тундры и приблизительно с изотермой 10° самого теплого месяца в году.

Климатические условия Советской Арктики изменяются с запада на восток. Самой теплой частью ее является Атлантический район, в который входят Баренцево и Карское моря, Земля Франца Иосифа, Новая Земля и узкая прибрежная полоса тундры до полуострова Таймыр. В этой части Арктики очень часто проходят циклоны, с которыми связан перенос теплого атлантического воздуха на восток и северо-восток к Карскому морю. В некоторых случаях этот воздух может достигать даже полюса. Наиболее частое прохождение циклонов бывает здесь зимой.

В марте—апреле циклоническая деятельность в Атлантическом районе Советской Арктики ослабевает, область же высокого давления усиливается. В связи с этим здесь устанавливается морозная солнечная погода. Особенно много солнечных дней в марте—апреле бывает в восточной части района. Самыми холодными месяцами являются январь—март. Средняя температура января в юго-западной части Баренцева моря составляет -2° , а к северу и востоку она быстро понижается, достигая на Земле Франца Иосифа -22° , а на Карском море -22 — -28° . Зимой часто наблюдаются сильные ветры и метели.

Самыми теплыми месяцами в году в Атлантическом районе Советской Арктики являются июль и август. Средняя температура на Карском и Баренцевом морях изменяется от 2° в северных частях морей до 8° в южных. Облачность велика, особенно в конце лета и осенью. Годовое количество осадков около 200—300 мм. Летом часто бывают туманы. На континенте, в низовьях р. Печоры (Нарьян-Мар), средняя температура июля повышается до 12° , годовая сумма осадков достигает 360 мм.

Суровые климатические условия создаются в азиатской части Арктики — в полосе тундры от устья р. Енисея до р. Колымы, а также на Северной Земле, на Новосибирских остро-

вах и на острове Врангеля. В зимнее время здесь устанавливается высокое давление воздуха, в связи с чем зимы в азиатской части Арктики отличаются весьма холодной погодой с температурой января и февраля (на Северной Земле — и марте) около -28° , -30° , а в низовьях реки Лены температура января достигает даже -38° , -40° . В отдельные дни бывают морозы до -55° и ниже. Лето короткое и прохладное. Средняя температура самых теплых месяцев (июля и августа) около 1 — 3° . Однако в низовьях р. Лены температура воздуха летом в отдельные дни может подниматься до 25° , на Новосибирских островах и острове Врангеля до 10° и выше. Такие случаи наблюдаются при проникновении теплого континентального воздуха с юга.

За рекой Колымой в арктической зоне начинает сказываться влияние Берингова и Чукотского морей. В летнее время с этих морей на континент часто приходят массы воздуха, вызывающие облачную холодную погоду. В зимнее время со стороны Алеутских островов приходят массы морского воздуха, приносящие пасмурную погоду, благодаря которой сильно уменьшается потеря тепла земной поверхностью через излучение. Зимы в восточном секторе Советской Арктики суровы, но они все же теплее, чем к западу от Колымы.

Острова Арктики в значительной части покрыты льдом. Лучшие условия для развития растений в арктической зоне создаются только в тундре, расположенной на континенте, вдоль берегов полярных морей. Однако и здесь они неблагоприятны для леса вследствие недостатка тепла, избытка влаги, сильных ветров и высокой относительной влажности воздуха летом. Тундра безлесна.

96. Климат Европейской части СССР. В северной полосе Европейской территории СССР (ЕТС), захватывающей лесотундру и тайгу, климатические условия создаются под воздействием атлантического и континентального воздуха умеренных широт. Большое влияние на климат оказывает также арктический воздух, который довольно часто проникает в северную полосу, особенно в ее восточную половину.

В зимнее время на Мурманском побережье и в районе Онежского и Ладожского озер преобладающей воздушной массой является атлантический воздух, в остальных районах северной полосы — континентальный. Преобладающее влияние теплого атлантического воздуха приводит к тому, что в этих местах наблюдаются умеренно холодные зимы. Температура января здесь от -8 до -10° . Толщина снежного покрова на юге Карелии достигает в конце зимы 50—60 см. В восточных же районах зоны, в Коми АССР, ввиду частых вхождений арктического континентального воздуха, зимы весьма холодные. Средняя температура января здесь снижается до -15 , -19° ,

а в холодные зимы на востоке Коми АССР могут быть морозы до -50° и даже до -55° . Толщина снежного покрова достигает местами 80 см.

В летнее время различия между западными и восточными районами северной полосы выражены менее резко, так как летом вся эта полоса является областью прогревания приходящих на ее территорию воздушных масс, с последующей трансформацией их в континентальный воздух. Иногда летом в эту полосу проникает и тропический воздух, вызывающий здесь повышение температуры до 30° .

Самым теплым месяцем в году в северной полосе является июль, средняя температура которого изменяется от $10-12^{\circ}$ в лесотундре, занимающей северную часть полосы до $15-17^{\circ}$ в южной части ее, в которой располагается тайга. Заморозки в северной полосе наблюдаются в течение всего лета. Годовая сумма осадков колеблется от 400 мм в лесотундре Кольского полуострова, до 550—600 мм в Карелии и до 500 мм в Коми АССР. Эти осадки в северной полосе ЕТС создают переувлажнение почвы, так как количество солнечного тепла, поступающего здесь на поверхность земли, меньше, чем его необходимо для испарения осадков, выпадающих за год.

Средняя полоса ЕТС захватывает зону таежно-широколиственных лесов и лесостепь, т. е. переходную зону от лесной области к степной. В западных районах средней полосы зимой преобладает перенос атлантического, в восточных — континентального воздуха из юго-восточных районов ЕТС. Арктический воздух появляется в этой полосе реже, чем в северной.

Климат средней полосы ЕТС — теплый. Осадков выпадает достаточное количество, особенно в западных районах, где часто проходят циклоны. Такие условия являются благоприятными для произрастания широколиственных древесных пород и кустарников — дуба, клена остролистного, граба (на западе), ясеня и др.

Климатические условия в средней полосе ЕТС изменяются с запада на восток. В Прибалтийских республиках и Белорусской ССР, благодаря частым вхождениям атлантического воздуха, климат более мягкий, чем в восточных районах. В западных районах средней полосы ЕТС средняя температура января колеблется от $-4,5$ до -8° , июля от 17 до 19° . Годовая сумма осадков равна 550—600 мм, а в бассейнах рек Припяти и Березины она доходит до 650—700 мм.

В центральных районах средней полосы ЕТС, захватывающих Калининскую, Московскую и значительную часть Тульской областей, климатические условия создаются под влиянием континентального воздуха умеренных широт, который является здесь преобладающей воздушной массой, особенно в теп-

лое время года. Большую повторяемость имеет и морской воздух умеренных широт, особенно зимой. В зимнее время вхождения этого воздуха вызывают снегопады и повышения температуры, доходящие временами до оттепелей. Часто бывают вхождения и арктического воздуха, вызывающие зимой сильные морозы до -40 , -45° и даже ниже, весной — заморозки, летом — прохладную погоду. Средние январские температуры — около -10 , -11° , июльские — около $17-18^{\circ}$. Осадки распределяются неравномерно. На их распределение влияет рельеф. Наибольшее количество осадков выпадает в районах, занимаемых отрогами Валдайской возвышенности. Здесь их годовая сумма достигает 600 мм, а местами и выше. В остальных районах годовая сумма осадков — 550—600 мм, а в северной части Тульской области — 500—550 мм.

В восточных районах средней полосы ЕТС лето остается таким же теплым, как и в западных, но зимы холоднее. Средняя температура января снижается до -17 , -19° , количество осадков уменьшается до 450—500 мм за год. Таким образом, по сравнению с западными районами климат восточных районов средней полосы ЕТС характеризуется значительной континентальностью.

Более теплыми районами средней полосы являются южные, занимаемые лесостепью. Северная граница лесостепи в СССР совпадает приблизительно с изотермой июля $19-20^{\circ}$. Летние температуры во всех частях лесостепи изменяются мало. Средняя температура июля как в западных районах лесостепи, так и в восточных определяется в $19-20^{\circ}$. Что же касается января, то средняя температура его изменяется в широких пределах от -5 , -6° в Западной Украине до -14 , -16° в Заволжье. Безморозный период в западных и центральных районах лесостепи определяется в 160 дней. В Заволжье он снижается до 130 дней. Годовая сумма осадков в западных районах лесостепи составляет 500—600 мм, в Заволжье она сокращается до 350—500 мм.

Климатические условия степной полосы характеризуются умеренной континентальностью. В зимнее время в степной полосе формируется холодный континентальный воздух. Иногда зимой сюда приходит и арктический воздух. В летнее время происходит сильное прогревание континентального воздуха и трансформация его в тропический. В степной полосе часто наблюдаются засухи и суховеи.

Наиболее благоприятные условия создаются в западных районах степной полосы ЕТС. Зимы здесь теплые, температура января около -3 , -6° . Средняя температура июля $21-23^{\circ}$. Годовая сумма осадков равна 400—450 мм. По мере продвижения на восток климат делается более континентальным. В Заволжских степях температура января понижается до

—14, —16°, но средняя температура июля остается почти без изменений. Годовая сумма осадков уменьшается до 300—350 мм.

Наиболее засушливые условия в степной полосе ЕТС создаются в крайних южных районах, захватывающих сухую степь. Последняя занимает северную часть Крыма и узкую полосу на северных побережьях Черного и Азовского морей. Южные степи распространены также в нижнем течении р. Дона, в Поволжье (ниже Камышина) и в Заволжье. Они характеризуются более высокой температурой июля, низкой относительной влажностью и малым количеством осадков. Средняя температура июля в сухих степях 23—24°. Годовая сумма осадков 300—350 мм.

Еще более засушливые условия создаются в Нижнем Поволжье, располагающемся на крайнем востоке степной зоны ЕТС, в непосредственной близости к пустыням. Здесь имеет место жаркое, сухое лето и холодная малоснежная зима. Осадков выпадает мало — 350 мм в год, а в низовьях реки Волги годовая сумма их снижается до 200 мм.

Особые климатические условия наблюдаются на южном берегу Крыма. Они создаются под влиянием гор, защищающих этот берег от воздействия холодного континентального и арктического воздуха, а также под влиянием теплого, глубокого, незамерзающего моря, которое повышает зимние температуры, понижает летние и сокращает морозный период. На южном берегу Крыма создается особый тип климата, который можно отнести к субтропическому (средиземноморскому) типу.

Зима на южном берегу Крыма очень мягкая. Средняя температура января в Ялте 3,7°, в Мисхоре 4,4°, в Форосе около 5°. Морозов ниже —15° в Ялте не наблюдается. Лето здесь сухое, солнечное. Средняя температура июля и августа в Ялте около 24°, в Мисхоре около 25°. Осень в Ялте солнечная, сухая. Она заметно теплее весны. Наибольшее количество осадков выпадает в холодное время года, когда на Черном море часто проходят циклоны. Минимум осадков приходится на август. Годовая сумма их — около 600 мм.

Растительность Южного берега Крыма представлена многими средиземноморскими растениями. Здесь произрастают кипарис, лавр, магнолия и др.

97. Климат Урала. Урал имеет большую меридиональную протяженность. Он тянется от берегов Ледовитого океана до Прикаспийской низменности. Северная часть Урала занята тундрой, средняя — тайгой, южная — лесостепью и степью.

Климат Урала характеризуется большой континентальностью. Зима на Урале холодная и продолжительная, лето короткое, теплое. Особенно резко выражена континентальность

климата на восточных склонах. В средней части хребта на этих склонах осадков за год выпадает примерно на 150 мм меньше, чем на западных. Годовые амплитуды температуры больше. Такая значительная континентальность климата вызывается, с одной стороны, тем, что Урал препятствует проникновению атлантического воздуха в Зауралье и, с другой стороны, тем, что в Зауралье часто дуют ветры северо-восточного направления, приносящие холодные, сухие массы воздуха.

Наиболее суровые климатические условия создаются в северной части Урала. Зима здесь длится 7—8 мес. Годовая сумма осадков определяется в 300 мм, а местами и более. В горно-таежной части Урала климат менее суровый. Средняя температура июля здесь от 12 до 17°. Осадков выпадает до 800 мм в год. Еще более теплый климат создается в южно-уральской лесостепи. В этой части Урала средняя температура января около —16°, июля около 18—20°. Крайняя южная часть Урала характеризуется большой засушливостью. Зима здесь холодная, со средней температурой января около —15°, часто бывают сильные метели. Лето жаркое, со средней температурой июля 20—22°. Годовая сумма осадков колеблется от 300 до 350 мм.

98. Климат Кавказа. Важнейшим климатическим фактором на Кавказе являются хребты Большого Кавказа. Они в сильной степени воздействуют на циркуляцию воздуха в нижнем слое тропосферы и защищают Закавказье от холодных воздушных масс, приходящих с севера. Последние могут только в редких случаях проникать в Закавказье с запада — со стороны Черного моря, и с востока — со стороны Каспийского моря. Хребты Большого Кавказа являются границей, разделяющей Кавказ на области с различными климатическими условиями. Благодаря этим хребтам климаты Закавказья значительно отличаются от климата Северного Кавказа.

Климат Северного Кавказа, т. е. северных предгорий его, характеризуется значительной континентальностью. Зима здесь относительно холодная, лето жаркое, сухое. Зимой преобладающей воздушной массой является континентальный восточно-европейский воздух. Наблюдаются также вхождения атлантического и арктического воздуха. При вхождении последнего могут быть понижения температуры до —30° и ниже. Средняя температура января в центральной части предгорной зоны около —6°, —4°. Абсолютные минимумы температуры могут достигать —32° (Ессентуки) и даже —35, —36° (Орджоникидзе, Нальчик). Восточная часть предгорной зоны Кавказа (Дагестан) характеризуется относительно прохладной зимой с температурой января от —4 до 0° и с абсолютными минимумами до —26° (Махач Кала). В западных районах предгорной зоны средняя температура января около —1°.

Лето на Северном Кавказе жаркое, особенно в восточной части — в Дагестане. Средняя температура июля здесь около 20—25°. Осадки распределяются неравномерно. Количество их возрастает с высотой. В Дагестане осадков выпадает недостаточное количество. Причиной является частое проникновение сухого воздуха из прикаспийских пустынь и полупустынь. Общая годовая сумма осадков в Дагестане — 350—550 мм. В центральной и западной части Северного Кавказа годовая сумма осадков определяется в 600—875 мм.

Особые климатические условия создаются на Черноморском побережье Кавказа от Новороссийска до Туапсе. Климат этого побережья имеет сходство с климатом южного берега Крыма и является как бы продолжением его, почему данный район также можно отнести к средиземноморскому району. Здесь зима очень мягкая с температурой января 2—4°. Однако морозы в Новороссийске в некоторые зимы могут достигать —25°. Лето теплое и сухое. Средняя температура июля 23—24°. Осадков за год выпадает до 700 мм. Наибольшее количество их приходится на зимние месяцы.

В высокогорной зоне Кавказа средние месячные температуры воздуха за январь и июль с высотой понижаются, годовые же суммы осадков с высотой возрастают. Это видно из следующих данных:

	Высота, м	Температура воздуха, град		Осадки год, мм.
		Январь	Июль	
Орджоникидзе	691	— 4,6	20,3	867
Гудаури	2210	— 6,6	13,7	1477
Крестовая	2390	—11,4	11,1	1695

Климат Западного Закавказья от Туапсе до Батуми, включая Колхидскую низменность, относится к типу влажного субтропического климата. К этому же типу можно отнести и климат Ленкоранской низменности, расположенной в восточном Закавказье в районе Ленкорани, в виде узкой полосы на побережье Каспийского моря. Климат характеризуется теплой зимой, жарким летом, высокой влажностью воздуха и большим количеством осадков.

Западное Закавказье имеет открытый доступ для теплых влажных масс воздуха, притекающих с запада со стороны Черного моря. Благодаря этому на склонах гор, обращенных к морю, осуществляется подъем влажных масс воздуха, что приводит к образованию и выпадению больших количеств осадков на этих склонах. Зима в западном Закавказье очень теплая. Средняя температура января в Туапсе 4°, в Поти 5°, в Сочи 5,5°, в Батуми 6°, в Гагре 7°. Морозы бывают ежегод-

но, но они невелики. Однако при вхождениях холодных масс воздуха температура и здесь может значительно понижаться. Наблюдались случаи понижения температуры до —15,5°, в Сочи, до —12° в Сухуми, до —11,5° в Поти. Такие морозы приносят огромный ущерб субтропическим растениям, произрастающим в Закавказье.

Самым теплым месяцем в году на Черноморском побережье Кавказа является август. Средняя температура его в Сочи 23°, в Гагре 24°. В отдельные дни температура может повышаться до 35—40°. Годовые амплитуды температуры невелики. Местами они доходят до 17—20°.

Ветры летом чаще дуют с моря, зимой — с суши. Ввиду этого летом относительная влажность воздуха в Западном Закавказье больше, чем зимой. Очень часто возникают фёны, особенно в районе Кутаиси.

Осадков в Западном Закавказье выпадает свыше 1000 мм в год. В районе Батуми годовая сумма их доходит до 2500 мм. Распределяются осадки в течение года довольно равномерно, но все же в холодное время года, когда на Черном море развивается циклоническая деятельность, осадков выпадает больше, чем в другие сезоны. Устойчивый снежный покров на Черноморском побережье Кавказа и в Колхидской низменности отсутствует.

Растительность влажного субтропического климата западного Закавказья представлена широколиственными лесами с большой примесью вечнозеленых пород.

С климатом западного Закавказья сходен климат Ленкоранской низменности. Лето здесь тоже жаркое. Средняя температура июля около 26°. Но зимы немного холоднее, чем на Черноморском побережье. Средняя температура января в Ленкоранской низменности около 3—4°. Зимой бывают морозы, достигающие до —12, —15°. Устойчивый снежный покров отсутствует. Осадков за год выпадает около 1200—1300 мм. Распределяются они в течение года иначе, чем в Колхидской низменности. Наибольшее количество их в Ленкоранской низменности наблюдается осенью, лето же здесь жаркое и сухое.

Растительность Ленкоранской низменности имеет большое сходство с растительностью Колхиды, но вечнозеленых растений здесь меньше.

В среднем течении р. Куры наблюдается жаркое лето, со средней температурой июля около 25°. Зима теплая, средняя температура января около 0°. Годовая сумма осадков около 400 мм. Далее на юго-восток, в низовьях рек Аракса и Куры, а также на Апшеронском полуострове климат весьма сухой. Эти районы в Восточном Закавказье являются как бы продолжением Закаспийских пустынь. Но зимы здесь теплые. Средняя температура января 2—4°. Устойчивого снежного по-

крова зимой не бывает. Лето жаркое, сухое, со средней температурой самого теплого месяца выше 25° . Осадков за год выпадает меньше 300 мм.

Особые климатические условия создаются в Армении, которая располагается на обширном плато, защищенном горами. Высота этого плато 1500—2000 м над уровнем моря. Зима здесь холодная. Средняя температура января колеблется от -6 до -11° . Лето прохладное. Средняя температура июля $15-19^{\circ}$. Годовая амплитуда значительна. Количество осадков за год колеблется от 400—600 мм в северных и центральных районах, до 200—400 мм в крайних южных и юго-западных. В Ереване, расположенном в южной части плато, в котловине, климат сухой, с жарким летом и прохладной зимой. Средняя температура июля в Ереване 25° , января -4° . Годовая сумма осадков 325 мм. Наибольшее количество осадков выпадает весной.

99. Климат Средней Азии. Средняя Азия в холодное время года находится под влиянием континентального воздуха умеренных широт. В это же время на ее территории развивается и циклоническая деятельность. Наибольшей интенсивности она достигает в марте—апреле. Иногда в Среднюю Азию вторгается холодный арктический воздух. Эти вторжения совершаются свободно, так как в северной части Средней Азии и Западной Сибири не имеется препятствий в виде гор, которые могли бы задерживать холодный воздух. При таких вторжениях температура даже в южных районах Средней Азии в некоторые зимы может снижаться до -30° .

В теплое время года Средняя Азия является очагом формирования континентального тропического воздуха. Этому способствует ясная, сухая погода, устанавливающаяся здесь летом.

В северной части Средней Азии располагается полупустыня. Она захватывает также и крайний юго-восток Европейской территории СССР, примыкающий к берегам Каспийского моря. Климат полупустыни является переходным от степного климата к климату пустыни. Южная граница полупустыни колеблется между 48 и 46° с. ш.

Зона полупустыни Средней Азии характеризуется за период май—сентябрь высокими температурами, низкой относительной влажностью и малым количеством осадков. Лето в полупустыне очень жаркое. Средняя температура июля равна $24-26^{\circ}$. Но зимы здесь холодные — средняя температура января в низовьях р. Волги определяется в -7 , -10° , в полупустыне же Казахстана она снижается до -12 , -15° . Зимой преобладают ветры восточных направлений. Они приносят массы воздуха из Восточной Азии. Абсолютные минимумы здесь достигают -30 , -35° , а в северных районах Казахстана

даже -40° . Весна отличается интенсивным ростом температуры, особенно дневной. После зимних холодов быстро наступает жаркое лето.

Влаги для растений в полупустыне не хватает и они здесь сплошного покрова не образуют. Растения в полупустыне произрастают только отдельными группами, между которыми видны обнаженные участки почвы.

Климатические условия пустынной зоны Средней Азии характеризуются крайней засушливостью. Лето здесь жаркое, безоблачное, бездождное. Средняя температура июля около $26-30^{\circ}$. В крайних южных районах максимальная температура днем может доходить в тени до 45° и выше. Ночью же в теплое время года, благодаря сухости воздуха, температура значительно понижается. Поэтому суточные амплитуды температуры в пустынной зоне Средней Азии велики. Относительная влажность воздуха в летние месяцы низка. В отдельные дни она может падать до 15% и ниже.

В зимнее время в пустынной зоне Средней Азии преобладает континентальный умеренный воздух, приносимый ветрами северо-восточных и восточных направлений. Этот воздух сильно охлажден. Поэтому зимы здесь холодные. Средняя температура января в районе Аральского моря и озера Балхаш около -8 , -10° . По мере продвижения на юг средние температуры января повышаются и в районе Ташкента достигают $-1,3^{\circ}$, а на южной окраине $2-3^{\circ}$.

Осадков в Средней Азии выпадает мало. Особенно бедны ими летние месяцы. Наибольшие количества осадков выпадают весной — в марте и апреле, когда в Средней Азии бывает развита циклоническая деятельность. Эти осадки вместе с талой водой увлажняют почву и создают условия для развития весной эфемеровой растительности, исчезающей при наступлении жаркого и сухого лета. Однако и летом в пустынях местами имеются условия для развития растительности. Они создаются там, где есть влага, образованная за счет конденсации водяного пара в почве благодаря большим суточным колебаниям температуры. Годовая сумма осадков около 150—250 мм, а местами около 100 мм и даже ниже (Турткуль — 80 мм). Снежный покров в районе Аральского моря и озера Балхаш держится около трех месяцев, в южных районах — около двух недель.

В горах Средней Азии, расположенных в юго-восточной части ее, лето прохладное, зима холодная, годовая сумма осадков увеличивается до 1000—1500 мм. В предгорьях часто образуются фёны. Но на высокогорных плато климат носит пустынный характер. Осадков выпадает мало, суточные и годовые амплитуды колебаний температуры велики. В восточной части Памира осадков за год выпадает около 60 мм, при-

чем наибольшее количество их наблюдается не весной, как в пустыне, а летом. В зимнее время на Памире могут быть морозы до -47° . Большое распространение имеет вечная мерзлота. Однако в горных долинах климат жаркий. Так, в Гиссарской долине, расположенной к югу от Гиссарского хребта и лежащей на высоте 800—900 м, средняя температура января $-0,5^{\circ}$, июля 29° . В Вахшской долине, расположенной на высоте 400 м над уровнем моря, климат еще жарче. Средняя температура января 3° , июля 31° , осадков выпадает за год 200—250 мм (Джиликуль).

100. Климат Западной Сибири. Климат Западной Сибири создается под воздействием Азиатского материка и Атлантического океана, с которого на материк приходит морской воздух. Этот воздух поступает в Западную Сибирь при вхождении циклонов, проникающих сюда со стороны Баренцева моря. Главные пути циклонов проходят по северным районам Западной Сибири, ввиду чего и влияние Атлантического океана возрастает по мере продвижения на север. В том же направлении здесь уменьшается и континентальность климата.

Прохождение зимой циклонов по северным районам Западной Сибири приводит к тому, что в этих районах зимой наблюдается большая облачность, сильные ветры и обильные снегопады, под влиянием которых образуется мощный снежный покров. Однако в Западной Сибири часто наблюдаются и вхождения арктического воздуха.

Наиболее холодным районом Западной Сибири является крайний северный, захватывающий тундру и лесотундру. Климат тундры весьма суровый. Он относится к типу климата арктической зоны. Климатические условия лесотундры благоприятнее. Здесь более теплое лето. Средняя температура января изменяется от -24 до -30° , июля — от 12 до 16° . Годовая сумма осадков определяется в 300 мм. Толщина снежного покрова достигает 80—90 см. Район характеризуется весьма неустойчивой погодой, с сильными ветрами, большой облачностью и частыми осадками.

В центральных районах Западной Сибири, занимаемой тайгой, лето умеренно теплое, но более короткое, чем в области тайги Европейской территории СССР. Средняя температура июля колеблется в этих районах в пределах от 16 до 18° . Зимы здесь холодные. Средняя температура января изменяется от -18 до -27° . При вторжении арктического воздуха и выхолаживании его могут при ясной погоде наблюдаться морозы до -55° . Часты снегопады и метели. Толщина снежного покрова 60—70 см. Годовая сумма осадков около 450 мм.

Западно-Сибирская тайга представляет темнохвойный лес, сложенный кедром, елью, пихтой, с преобладанием, однако, в составе древостоев кедра.

Южная часть западной Сибири, приблизительно до 50° с. ш., занимается лесостепью и степью. Климатические условия этих зон характеризуются большой континентальностью. Зима продолжительная, холодная, с сильными ветрами и метелями. Она примерно на 10° холоднее зимы Европейской территории СССР на тех же широтах. Морозы достигают -50° , а местами в некоторые годы даже -55° . Толщина снежного покрова около 30—40 см. Почва промерзает на большую глубину. Весна короткая, сухая, с преобладанием ясной и ветреной погоды, с частыми возвратами холодов. Заморозки иногда наблюдаются даже в июне. В конце весны и в начале лета бывают засухи и суховеи.

В лесостепной зоне средняя температура января -18 , -20° , июля 19 — 20° . Годовая сумма осадков около 300—400 мм. Наибольшие количества их приходится на июль и август.

В степной зоне зимы менее холодные. Средняя температура января изменяется от -15 до -18° . Лето теплое, с температурой июля 20 — 22° . Годовая сумма осадков 300—350 мм.

На юго-востоке Западной Сибири степная полоса граничит с Алтайским горным районом. Климат Алтая континентальный, суровый. Зима очень холодная, продолжительная; лето теплое, короткое. Температура распределяется очень пестро. Она зависит от высоты и формы рельефа. В долинах, вследствие застоя холодного воздуха, летом ночью, а зимой и днем, создаются сильные инверсии температуры. Ввиду этого зимние температуры в более высоких местах часто бывают выше, чем в замкнутых долинах.

На наветренных западных склонах Алтая осадков выпадает много — до 1000 мм, а местами до 1500 мм в год. В Центральном Алтае осадков выпадает меньше — до 500—600 мм в год. В восточной и южной частях Алтая осадков выпадает мало, толщина снежного покрова незначительна.

101. Климат Восточной Сибири. Восточная Сибирь занимает территорию от р. Енисея до берегов Берингова моря и хребтов Джугджур и Станового на востоке.

Климат Восточной Сибири характеризуется весьма большой континентальностью. Лето здесь теплое, но короткое. Средняя температура июля в Восточной Сибири не превышает 18 — 20° . Однако в центральной Якутии летом, в отдельные дни, температура может доходить до 40° . Зима в Восточной Сибири весьма суровая, продолжительная и малоснежная, с преобладанием ясной, тихой погоды. Средние температуры января доходят до -40 , -45° . Особенно низкие температуры зимой создаются в районе Верхоянско-Оймяконского полюса холода. Здесь средняя температура января понижена до -50° , а абсолютный минимум доходил до -68 , -71° .

Осадков в Восточной Сибири выпадает недостаточное количество. Наибольшие годовые суммы их наблюдаются в западных районах — бассейне Енисея, где они достигают 450—400 мм. В северо-восточных районах Якутии осадков выпадает мало — 150—200 мм в год. В районе Верхоянска годовая сумма осадков определяется всего в 130 мм. Осадки в Восточной Сибири выпадают главным образом за теплое время года.

На берегах Берингова моря и в бассейне Анадыря в зимнее время господствует арктический воздух, приходящий со стороны Чукотского и Берингова морей. Он теплее континентального воздуха Якутии, но зимой в этих местах создаются сильные ветры северного и северо-восточного направлений, усиливающие суровость климата. Средняя температура января в прибрежных районах около -20° , во внутренних — -25° . В летнее время здесь возникает большая облачность, препятствующая нагреванию воздуха. Поэтому лето на берегах Берингова моря и в бассейне Анадыря холодное. Средняя температура июля $10-12^{\circ}$. Годовая сумма осадков около 200 мм.

Огромное распространение в Восточной Сибири имеет вечная мерзлота, достигающая в районе Якутска мощности 210—220 м.

Такой суровый климат Восточной Сибири создается под влиянием физико-географических условий и особенностей атмосферной циркуляции над ней. Вследствие большой удаленности от Атлантического океана воздух с последнего на ее территорию почти не поступает. Также не приходит сюда и влажный морской воздух с востока, так как горные хребты Джугджур, Колымский и др., протянувшиеся вдоль восточных окраин Сибири, препятствуют проникновению его в глубь материка.

В зимнее время почти на всем континенте Азии создается мощный антициклон, центр которого располагается в Монголии — к югу от озера Байкал. Антициклон господствует в Сибири с октября по март. В этом антициклоне зимой формируется очень холодный континентальный воздух, который в нижнем слое бывает холоднее арктического воздуха.

Формирование континентального воздуха в Восточной Сибири происходит при ясной, тихой погоде, способствующей значительной потере тепла земной поверхностью через излучение. Длительное и интенсивное излучение приводит здесь к сильному охлаждению воздуха снизу и к образованию мощных инверсий температуры до высоты 1000 м и более. Образованию и усилению инверсий в Восточной Сибири способствуют еще обширные котловины между горными хребтами.

Менее суровый и континентальный климат создается в Прибайкалье и Забайкалье. Но и здесь имеют место большие суточные и годовые колебания температуры. Осадков выпадает

недостаточное количество. Зима холодная, с ясной, сухой и тихой погодой, с весьма малым количеством осадков и незначительной толщиной снежного покрова. Средняя температура января в Иркутске — -21° , в Улан-Уде — -26° , в Нерчинске — -30° . Морозы могут доходить до -55° . Весна в Прибайкалье и Забайкалье поздняя. Так как снежный покров из-за малой толщины сходит быстро, то нарастание дневной температуры весной идет весьма интенсивно. Средняя температура июля достигает $17-20^{\circ}$. С середины августа уже начинаются заморозки. Годовая сумма осадков 200—300 мм. Основная масса их выпадает летом.

Большое влияние на климат оказывает Байкал — одно из величайших озер земного шара. Оно имеет наибольшую глубину 1741 м и занимает площадь 31 500 км². Накапливая много тепла летом, Байкал оказывает зимой большое тепляющее действие на берега. Особенно значительно это проявляется в декабре, когда озеро еще не покрыто льдом. В теплое время года воды озера медленно прогреваются и вследствие этого летние температуры в прибрежной полосе оказываются пониженными.

102. Климат Дальнего Востока. Дальневосточная область захватывает бассейн р. Амура и полосу, протянувшуюся вдоль побережий Японского и Охотского морей. В эту область входят также Камчатка, Сахалин и Курильские острова.

Климат большей части Дальнего Востока носит муссонный характер. Он создается под влиянием азиатского континента и Тихого океана. Влияние континента проявляется главным образом зимой, когда сухой и сильно охлажденный на континенте воздух проникает на Дальний Восток в виде муссона, представляющего северо-западный и северный потоки континентального воздуха, оттекающего по восточной периферии сибирского антициклона. Вследствие этого на Дальнем Востоке наблюдаются холодные и малоснежные зимы с преобладанием ясной погоды. Зимние осадки здесь составляют всего 5—15% от годовых сумм. Толщина снежного покрова очень мала.

В зимнее время холодные ветры, дующие с континента на побережье, снижают тепляющее действие Тихого океана. Температура воздуха зимой на Тихоокеанском побережье гораздо ниже, чем в пунктах, находящихся вдали от него — на Европейской территории СССР под той же широтой. Так, средняя температура января в г. Владивостоке, лежащем на широте г. Сочи, на 3° ниже, чем в г. Москве (Владивосток — $-13,5^{\circ}$, Сочи $5,5^{\circ}$, Москва — $-10,5^{\circ}$).

Влияние Тихого океана на климат Дальнего Востока проявляется главным образом в теплое время года, особенно летом, когда на Дальнем Востоке преобладает летний муссон

в виде дующих с моря ветров южных и юго-восточных направлений. С этими ветрами на материк переносится морской воздух умеренных широт. В южную часть Приморья может проникать морской тропический воздух.

Ветры, дующие в теплое время года с моря, понижают температуру воздуха на Дальнем Востоке. Лето здесь облачное, влажное. На побережье часто наблюдаются туманы. Летние муссонные дожди вызывают разливы рек, переходящие в некоторые годы в сильные наводнения.

Наиболее благоприятные климатические условия создаются в районе озера Ханка и Владивостока. Зима здесь по сравнению с другими районами Дальнего Востока относительно мягкая, а лето более теплое. Сюда имеет свободный доступ теплый южный муссон.

Климат в среднем течении р. Амура более континентальный, чем в Приморье. В г. Благовещенске средняя температура января -24° , июля 21° . В г. Хабаровске зима немного теплее, но лето прохладнее. Средняя температура января в г. Хабаровске -23° , июля 20° . Климат Владивостока носит уже черты значительного влияния океана. Средняя температура января здесь $-13,5^{\circ}$, июля $20,5^{\circ}$. Годовая сумма осадков в бассейне Среднего Амура определяется в 520—560 мм. На восточных склонах Сихотэ-Алиня годовая сумма осадков повышается до 800 мм, а местами и более.

Зимы в низовьях р. Амура и на северном побережье Охотского моря менее холодные по сравнению с зимами Восточной Сибири, но зимой здесь наблюдаются сильные ветры, создающие суровость климата. Средняя температура января около -22° , -24° , абсолютные же минимумы температуры не ниже -40° . Однако по мере удаления в глубь материка температура быстро понижается.

В летнее время, особенно в июне—июле, над холодным Охотским морем возникает область повышенного давления. На побережье приходит холодный морской воздух, ввиду чего лето на побережье Охотского моря и в низовьях р. Амура прохладное. Средняя температура июля колеблется от 12° до 14° . Осадков на западных берегах Охотского моря выпадает в год от 300 до 500 мм, а в районе Удской губы — от 600 до 650 мм.

Остров Сахалин с севера и востока омывается холодным Охотским морем, а с юго-запада — более теплым Японским морем. Поэтому между этими частями создаются большие различия в климатических условиях. Температура воздуха за январь в северо-восточной части около -18° , -22° , за август 12° — 16° . В юго-западной же части температура января определяется в -7° , -12° , августа 17° — 19° . Осадков за год в се-

верной части выпадает около 500 мм, на западном побережье 600—850 мм.

Внутри острова климат континентальнее — зимы холоднее, чем на берегах, а лето теплее. Большое распространение в северной части острова имеет вечная мерзлота.

На климат Камчатки большое влияние оказывают Охотское и Берингово моря. Западное побережье Камчатки, омываемое холодным Охотским морем, имеет более суровые, малоснежные зимы, чем восточное. В Усть-Большерецке (на западном побережье) средняя температура февраля -15° , на восточном же побережье, в районе Петропавловска, средняя температура февраля составляет -11° . Лето на Камчатке прохладное, с температурой самого теплого месяца августа около 12° . Внутри полуострова климат континентальный, с более теплым летом и более холодной зимой. Средняя температура самого теплого месяца — июля составляет 14° — 16° , января -25° . Осадков за год выпадает в северо-западной части полуострова до 500 мм, в юго-восточной до 1200 мм. На восточном побережье зимой часто проходят циклоны, сопровождаемые сильными снегопадами. Толщина снежного покрова в конце зимы местами достигает 1—2 м и даже более.

Климат Курильских островов морской, влажный, с небольшими годовыми колебаниями температуры. Весна холодная, лето короткое, прохладное, пасмурное, дождливое, с густыми туманами. Самый теплый месяц — август. Средняя температура его изменяется от 9° — 10° на севере до 17° на юге. Зима мягкая, продолжительная, с частыми снегопадами и сильными метелями. Наиболее холодный месяц февраль, средняя температура его -6° , -7° . Лучшее время года — осень. Годовая сумма осадков около 750—1000 мм.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Таблица 1

Максимальная упругость водяного пара при температуре выше 0°, мм

Темпе- ратура, град	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	4,58	4,61	4,65	4,68	4,72	4,75	4,78	4,82	4,86	4,89
1	4,93	4,96	5,00	5,03	5,07	5,11	5,14	5,18	5,22	5,26
2	5,29	5,33	5,37	5,41	5,45	5,49	5,52	5,56	5,60	5,64
3	5,68	5,72	5,77	5,81	5,85	5,89	5,93	5,97	6,02	6,06
4	6,10	6,14	6,19	6,23	6,27	6,32	6,36	6,41	6,45	6,50
5	6,54	6,59	6,64	6,68	6,73	6,78	6,82	6,87	6,92	6,96
6	7,01	7,06	7,11	7,16	7,21	7,26	7,31	7,36	7,41	7,46
7	7,51	7,56	7,62	7,67	7,72	7,78	7,83	7,88	7,94	7,99
8	8,04	8,10	8,16	8,21	8,27	8,32	8,38	8,44	8,49	8,55
9	8,61	8,67	8,73	8,79	8,84	8,90	8,96	9,02	9,09	9,15
10	9,21	9,27	9,33	9,40	9,46	9,52	9,58	9,65	9,71	9,78
11	9,84	9,91	9,98	10,04	10,11	10,18	10,24	10,31	10,38	10,45
12	10,52	10,59	10,66	10,73	10,80	10,87	10,94	11,01	11,08	11,16
13	11,23	11,30	11,38	11,45	11,53	11,60	11,68	11,76	11,83	11,91
14	11,99	12,06	12,14	12,22	12,30	12,38	12,46	12,54	12,62	12,71
15	12,79	12,87	12,95	13,04	13,12	13,20	13,29	13,38	13,46	13,55
16	13,63	13,72	13,81	13,90	13,99	14,08	14,17	14,26	14,35	14,44
17	14,53	14,62	14,72	14,81	14,90	15,00	15,09	15,19	15,28	15,38
18	15,48	15,58	15,67	15,77	15,87	15,97	16,07	16,17	16,27	16,37
19	16,48	16,58	16,68	16,79	16,89	17,00	17,10	17,21	17,32	17,43
20	17,54	17,64	17,75	17,86	17,97	18,08	18,20	18,31	18,42	18,54
21	18,65	18,76	18,88	19,00	19,11	19,23	19,35	19,47	19,59	19,71
22	19,83	19,95	20,07	20,19	20,32	20,44	20,56	20,69	20,82	20,94
23	21,07	21,20	21,32	21,45	21,58	21,71	21,84	21,98	22,11	22,24
24	22,38	22,51	22,65	22,78	22,92	23,06	23,20	23,34	23,48	23,62
25	23,76	23,90	24,04	24,18	24,33	24,47	24,62	24,76	24,91	25,06
26	25,21	25,36	25,51	25,66	25,81	25,96	26,12	26,27	26,43	26,58
27	26,74	26,90	27,06	27,21	27,37	27,54	27,70	27,86	28,02	28,18
28	28,35	28,51	28,68	28,85	29,02	29,18	29,35	29,52	29,70	29,87
29	30,04	30,22	30,39	30,57	30,74	30,92	31,10	31,28	31,46	31,64
30	31,82	32,01	32,19	32,38	32,56	32,75	32,93	33,12	33,31	33,50

Таблица 2

Максимальная упругость водяного пара при температуре ниже 0°
над переохлажденной водой, мм

Темпе- ратура, град	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
—25	0,60	0,60	0,59	0,58	0,58	0,58	0,57	0,56	0,56	0,56
—24	0,66	0,65	0,65	0,64	0,61	0,63	0,62	0,62	0,61	0,61
—23	0,72	0,71	0,71	0,70	0,70	0,69	0,68	0,68	0,67	0,67
—22	0,79	0,78	0,78	0,77	0,76	0,76	0,75	0,74	0,73	0,73
—21	0,86	0,85	0,85	0,84	0,83	0,83	0,82	0,81	0,81	0,80
—20	0,94	0,93	0,93	0,92	0,91	0,90	0,89	0,88	0,88	0,87
—19	1,02	1,01	1,00	1,00	0,99	0,98	0,97	0,96	0,96	0,95
—18	1,11	1,10	1,09	1,08	1,07	1,06	1,06	1,05	1,04	1,03
—17	1,21	1,20	1,19	1,18	1,17	1,16	1,15	1,14	1,13	1,12
—16	1,32	1,31	1,30	1,29	1,28	1,26	1,25	1,24	1,23	1,22
—15	1,43	1,42	1,41	1,39	1,38	1,37	1,36	1,35	1,34	1,33
—14	1,55	1,54	1,52	1,51	1,50	1,49	1,48	1,46	1,45	1,44
—13	1,68	1,67	1,66	1,64	1,63	1,62	1,60	1,59	1,58	1,56
—12	1,83	1,81	1,80	1,78	1,77	1,75	1,74	1,73	1,71	1,70
—11	1,98	1,96	1,95	1,93	1,92	1,90	1,89	1,87	1,86	1,84
—10	2,14	2,13	2,11	2,09	2,08	2,06	2,04	2,03	2,01	2,00
—9	2,32	2,30	2,28	2,27	2,25	2,23	2,21	2,20	2,18	2,16
—8	2,51	2,49	2,47	2,45	2,43	2,41	2,39	2,38	2,36	2,34
—7	2,71	2,69	2,67	2,65	2,63	2,61	2,59	2,57	2,55	2,53
—6	2,93	2,91	2,88	2,86	2,84	2,82	2,80	2,78	2,75	2,73
—5	3,16	3,13	3,11	3,09	3,06	3,04	3,02	2,99	2,97	2,95
—4	3,40	3,38	3,35	3,33	3,30	3,28	3,25	3,23	3,21	3,18
—3	3,67	3,64	3,62	3,59	3,56	3,53	3,51	3,48	3,46	3,43
—2	3,95	3,92	3,89	3,86	3,84	3,81	3,78	3,75	3,72	3,70
—1	4,26	4,22	4,19	4,16	4,13	4,10	4,07	4,04	4,01	3,98
0	4,58	4,55	4,51	4,48	4,45	4,41	4,38	4,35	4,32	4,29

Таблица 3

Максимальная упругость водяного пара при температуре выше 0°, мб

Темпе- ратура, град	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0	6,11	6,15	6,20	6,24	6,29	6,33	6,38	6,42	6,47	6,52
1	6,56	6,61	6,66	6,71	6,76	6,80	6,86	6,90	6,95	7,00
2	7,05	7,10	7,16	7,21	7,26	7,31	7,36	7,42	7,47	7,52
3	7,58	7,63	7,68	7,74	7,79	7,85	7,90	7,96	8,02	8,07
4	8,13	8,19	8,24	8,30	8,36	8,42	8,48	8,54	8,60	8,66
5	8,72	8,78	8,84	8,91	8,97	9,03	9,09	9,16	9,22	9,28
6	9,35	9,41	9,48	9,54	9,61	9,68	9,74	9,81	9,88	9,95
7	10,02	10,08	10,15	10,22	10,29	10,36	10,44	10,51	10,58	10,65
8	10,72	10,80	10,87	10,95	11,02	11,10	11,17	11,25	11,32	11,40
9	11,48	11,56	11,63	11,71	11,79	11,87	11,95	12,03	12,11	12,20
10	12,28	12,36	12,44	12,53	12,61	12,70	12,78	12,87	12,95	13,04
11	13,13	13,21	13,30	13,39	13,48	13,57	13,66	13,75	13,84	13,93
12	14,03	14,12	14,21	14,31	14,40	14,50	14,59	14,69	14,78	14,88
13	14,98	15,08	15,18	15,28	15,38	15,48	15,58	15,68	15,78	15,88
14	15,99	16,09	16,20	16,30	16,41	16,51	16,62	16,73	16,84	16,95
15	17,06	17,17	17,28	17,39	17,50	17,61	17,73	17,84	17,96	18,07
16	18,19	18,30	18,42	18,54	18,66	18,78	18,90	19,02	19,14	19,26
17	19,38	19,51	19,63	19,76	19,88	20,01	20,13	20,26	20,39	20,52
18	20,65	20,78	20,91	21,04	21,17	21,30	21,44	21,58	21,71	21,85
19	21,98	22,12	22,26	22,40	22,54	22,68	22,82	22,96	23,10	23,25
20	23,39	23,54	23,68	23,83	23,98	24,13	24,28	24,43	24,58	24,73
21	24,88	25,04	25,19	25,35	25,50	25,66	25,82	25,98	26,13	26,29
22	26,46	26,62	26,78	26,94	27,11	27,27	27,44	27,61	27,77	27,94
23	28,11	28,28	28,46	28,63	28,80	28,98	29,15	29,33	29,50	29,68
24	29,86	30,04	30,22	30,40	30,59	30,77	30,96	31,14	31,33	31,51
25	31,70	31,89	32,08	32,27	32,47	32,66	32,86	33,05	33,25	33,44
26	33,64	33,84	34,04	34,24	34,45	34,65	34,86	35,06	35,27	35,48
27	35,68	35,90	36,11	36,32	36,53	36,75	36,96	37,18	37,40	37,62
28	37,84	38,06	38,28	38,50	38,73	38,95	39,18	39,41	39,64	39,87
29	40,10	40,33	40,56	40,80	41,03	41,27	41,51	41,75	41,99	42,23
30	42,48	42,72	42,97	43,21	43,46	43,71	43,96	44,21	44,46	44,72

Таблица 4

Максимальная упругость водяного пара при температуре ниже 0°
над переохлажденной водой, мб

Темпе- ратура, град	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
—25	0,80	0,80	0,79	0,78	0,78	0,77	0,76	0,76	0,75	0,74
—24	0,88	0,87	0,86	0,86	0,85	0,84	0,83	0,83	0,82	0,81
—23	0,96	0,95	0,94	0,94	0,93	0,92	0,91	0,90	0,90	0,89
—22	1,05	1,04	1,03	1,02	1,01	1,01	1,00	0,99	0,98	0,97
—21	1,15	1,14	1,13	1,12	1,11	1,10	1,09	1,08	1,07	1,06
—20	1,25	1,24	1,23	1,22	1,21	1,20	1,19	1,18	1,17	1,16
—19	1,36	1,35	1,34	1,33	1,32	1,31	1,29	1,28	1,27	1,26
—18	1,48	1,47	1,46	1,45	1,44	1,42	1,41	1,40	1,39	1,37
—17	1,61	1,60	1,59	1,58	1,56	1,55	1,54	1,52	1,51	1,50
—16	1,76	1,74	1,73	1,71	1,70	1,68	1,67	1,66	1,64	1,63
—15	1,91	1,89	1,88	1,86	1,85	1,83	1,82	1,80	1,79	1,77
—14	2,07	2,05	2,04	2,02	2,01	1,99	1,97	1,95	1,94	1,92
—13	2,25	2,23	2,21	2,19	2,18	2,16	2,14	2,12	2,11	2,09
—12	2,44	2,42	2,40	2,38	2,36	2,34	2,32	2,30	2,29	2,27
—11	2,64	2,62	2,60	2,58	2,56	2,54	2,52	2,50	2,48	2,46
—10	2,86	2,84	2,81	2,79	2,77	2,75	2,73	2,71	2,68	2,66
—9	3,09	3,07	3,05	3,02	3,00	2,98	2,95	2,93	2,91	2,88
—8	3,34	3,32	3,29	3,27	3,24	3,22	3,19	3,17	3,14	3,12
—7	3,61	3,59	3,56	3,53	3,51	3,48	3,45	3,43	3,40	3,37
—6	3,90	3,87	3,84	3,82	3,79	3,76	3,73	3,70	3,67	3,64
—5	4,21	4,18	4,15	4,12	4,00	4,06	4,03	4,00	3,96	3,93
—4	4,54	4,51	4,48	4,44	4,41	4,38	4,34	4,31	4,28	4,24
—3	4,90	4,86	4,82	4,79	4,75	4,72	4,68	4,65	4,61	4,58
—2	5,27	5,24	5,20	5,16	5,12	5,08	5,05	5,01	4,97	4,93
—1	5,68	5,64	5,60	5,56	5,51	5,47	5,43	5,39	5,35	5,31
0	6,11	6,06	6,02	5,98	5,93	5,89	5,85	5,81	5,76	5,72

Таблица 5

Приведение показаний ртутного барометра к температуре 0°, мм

Темпе- ратура, град.	Давление воздуха (мм)						
	720	730	740	750	760	770	780
1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3	0,3
3	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
4	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,8	0,8
7	0,8	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9	0,9
8	0,9	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
9	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1
10	1,2	1,2	1,2	1,2	1,2	1,3	1,3
11	1,3	1,3	1,3	1,3	1,4	1,4	1,4
12	1,4	1,4	1,4	1,5	1,5	1,5	1,5
13	1,5	1,5	1,6	1,6	1,6	1,6	1,7
14	1,6	1,7	1,7	1,7	1,7	1,8	1,8
15	1,8	1,8	1,8	1,8	1,9	1,9	1,9
16	1,9	1,9	1,9	2,0	2,0	2,0	2,0
17	2,0	2,0	2,0	2,1	2,1	2,1	2,2
18	2,1	2,1	2,2	2,2	2,2	2,3	2,3
19	2,2	2,3	2,3	2,3	2,4	2,4	2,4
20	2,3	2,4	2,4	2,4	2,5	2,5	2,5
21	2,5	2,5	2,5	2,6	2,6	2,6	2,7
22	2,6	2,6	2,6	2,7	2,7	2,8	2,8
23	2,7	2,7	2,8	2,8	2,8	2,9	2,9
24	2,8	2,8	2,9	2,9	3,0	3,0	3,0
25	2,9	3,0	3,0	3,0	3,1	3,1	3,2

Примечание. Числа, указанные в таблице вычитаются из показания ртутного барометра при температурах выше 0° и прибавляются при температурах ниже 0°.

Таблица 6

Приведение показаний барометра к нормальной силе тяжести.
Поправка на широту, мм

Широта		Давление воздуха, мм						
вычитать	прибав- лять	720	730	740	750	760	770	780
25°	65°	1,2	1,2	1,2	1,2	1,3	1,3	1,3
27	63	1,1	1,1	1,1	1,1	1,2	1,2	1,2
29	61	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,1	1,1
31	59	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	1,0
33	57	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8
35	55	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7
37	53	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6
39	51	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
41	49	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
43	47	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
45	45	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Таблица 7

Перевод миллиметров (мм) в миллибары (мб)

Милли- метры	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	0	1,3	2,7	4,0	5,3	6,7	8,0	9,3	10,7	12,0
10	13,3	14,7	16,0	17,3	18,7	20,0	21,3	22,7	24,0	25,3
20	26,7	28,0	29,3	30,7	32,0	33,3	34,7	36,0	37,3	38,7
30	40,0	41,3	42,7	44,0	45,3	46,7	48,0	49,3	50,7	52,0
720	959,9	961,2	962,6	963,9	965,2	966,6	967,9	969,2	970,6	971,9
730	973,2	974,6	975,9	977,2	978,5	979,9	981,2	982,6	983,9	985,2
740	986,6	987,9	989,2	990,6	991,9	993,2	994,6	995,9	997,2	998,6
750	999,9	1001,2	1002,6	1003,9	1005,2	1006,6	1007,9	1009,2	1010,6	1011,9
760	1013,2	1014,6	1015,9	1017,2	1018,6	1019,9	1021,2	1022,6	1023,9	1025,2
770	1026,6	1027,9	1029,2	1030,6	1031,9	1033,2	1034,6	1035,9	1037,2	1038,6
780	1039,9	1041,2	1042,6	1043,9	1045,2	1046,6	1047,9	1049,2	1050,6	1051,9

Десятые доли

Миллиметры	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
Миллибары	0,1	0,3	0,4	0,5	0,7	0,8	0,9	1,1	1,2

Барическая ступень

Темпе- ратура, град	Давление воздуха, мм						
	720	730	740	750	760	770	780
30	12,43	12,25	12,10	11,94	11,78	11,63	11,48
28	12,35	12,17	12,01	11,85	11,70	11,55	11,40
26	12,26	12,08	11,93	11,77	11,61	11,46	11,31
24	12,17	11,99	11,84	11,68	11,53	11,38	11,23
22	12,08	11,90	11,75	11,60	11,44	11,29	11,14
20	11,99	11,82	11,67	11,51	11,36	11,21	11,06
18	11,90	11,73	11,58	11,43	11,27	11,12	10,97
16	11,81	11,64	11,49	11,34	11,19	11,04	10,89
14	11,72	11,55	11,41	11,25	11,11	10,96	10,82
12	11,63	11,47	11,32	11,17	11,02	10,83	10,74
10	11,55	11,38	11,23	11,08	10,93	10,80	10,66
8	11,46	11,29	11,15	11,00	10,85	10,71	10,57
6	11,37	11,20	11,06	10,91	10,77	10,63	10,49
4	11,28	11,12	10,97	10,83	10,69	10,55	10,41
2	11,19	11,03	10,89	10,74	10,60	10,46	10,32
0	11,10	10,94	10,80	10,66	10,52	10,38	10,24
-2	11,01	10,85	10,71	10,58	10,44	10,30	10,16
-4	10,92	10,76	10,63	10,49	10,35	10,21	10,07
-6	10,83	10,68	10,54	10,41	10,28	10,13	9,99
-8	10,74	10,59	10,45	10,32	10,20	10,05	9,91
-10	10,65	10,50	10,37	10,24	10,11	9,96	9,82
-12	10,57	10,41	10,28	10,15	10,03	9,88	9,74
-14	10,48	10,33	10,19	10,07	9,94	9,80	9,66
-16	10,39	10,24	10,11	9,98	9,86	9,72	9,59
-18	10,30	10,15	10,02	9,89	9,78	9,64	9,51
-20	10,21	10,06	9,93	9,81	9,69	9,55	9,42

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
От автора	3
Глава I. Введение	5
1. Предмет метеорологии (5). 2. Растение и среда (6). 3. Значение метеорологии и климатологии для народного хозяйства (7). 4. Организация метеорологических наблюдений (9).	
Глава II. Состав и строение атмосферы	10
5. Состав воздуха у земной поверхности (10). 6. Состав воздуха в лесу (13). 7. Состав воздуха в высоких слоях (14). 8. Плотность воздуха и масса атмосферы (14). 9. Строение атмосферы (15).	
Глава III. Солнечная радиация	17
10. Солнце как источник радиации (17). 11. Ослабление солнечной радиации в атмосфере (18). 12. Прямая и рассеянная солнечная радиация (20). 13. Солнечная радиация под пологом леса (22). 14. Фотосинтетически активная радиация (22). 15. Отражение солнечной радиации (22). 16. Эффективное излучение Земли (23). 17. Радиационный и тепловой балансы для поверхности Земли (25). 18. Методы измерения солнечной радиации и радиационного баланса (26).	
Глава IV. Температура почвы	29
19. Тепловой режим почвы (29). 20. Методы измерения температуры почвы (31). 21. Суточный и годовой ход температуры почвы (32). 22. Промерзание почвы (34). 23. Температура почвы в лесу (36).	
Глава V. Температура воздуха	37
24. Процессы нагревания и охлаждения воздуха (37). 25. Методы определения температуры воздуха (39). 26. Суточный и годовой ход температуры воздуха (43). 27. Распределение температуры по вертикали (47). 28. Влияние растительного покрова на температуру воздуха (49). 29. Весенние и осенние заморозки и меры борьбы с ними (49).	
Глава VI. Водяной пар в атмосфере	50
30. Поступление водяного пара в атмосферу (50). 31. Упругость насыщенного пара (51). 32. Величины, характеризующие влажность воздуха (51). 33. Методы измерения влажности воздуха (53). 34. Суточные и годовые колебания абсолютной и относительной влажности воздуха (54). 35. Распределение водяного пара в атмосфере (56). 36. Влияние растительного покрова на влажность воздуха (56).	

Глава VII. Испарение	57
37. Испарение с поверхности воды (57). 38. Испарение с поверхности почвы (58). 39. Влияние растительного покрова на испарение (59).	
Глава VIII. Сгущение водяного пара	60
40. Причина сгущения водяного пара (60). 41. Первичные продукты сгущения водяного пара (61). 42. Туманы (62). 43. Образование облаков (63). 44. Классификация облаков и описание их основных форм (64).	
Глава IX. Атмосферные осадки	66
45. Типы осадков (66). 46. Роса и иней (66). 47. Твердый и жидкий налет, изморозь, гололед (67). 48. Образование осадков, выпадающих из облаков (68). 49. Снег, крупа, град (70). 50. Выпадение дождя (71). 51. Снежный покров (72). 52. Годовой ход осадков (74). 53. Методы измерения осадков (74). 54. Засуха и меры борьбы с ней (76). 55. Осадки под пологом леса (78).	
Глава X. Давление воздуха	80
56. Единицы измерения (80). 57. Методы измерения давления воздуха (80). 58. Изменение давления воздуха с высотой (83). 59. Годовые колебания давления воздуха (84). 60. Распределение давления воздуха у земной поверхности (84).	
Глава XI. Воздушные течения в атмосфере	87
61. Ветер (87). 62. Приборы для определения направления и скорости ветра (89). 63. Скорость ветра (90). 64. Причина ветра (91). 65. Отклоняющая сила вращения Земли и сила трения (91). 66. Воздушные течения в области пониженного давления (92). 67. Воздушные течения в области повышенного давления (93). 68. Местные ветры (94). 69. Влияние растительного покрова на ветер (97).	
Глава XII. Погода и ее изменения	98
70. Воздушные массы (98). 71. Географическая классификация воздушных масс (99). 72. Фронты (101). 73. Погода в циклоне (104). 74. Погода в антициклоне (106). 75. Схема общей циркуляции атмосферы (107). 76. Муссоны (108). 77. Некоторые атмосферные явления (109). 78. Предсказание погоды (112).	
Глава XIII. Климатообразование. Микроклимат	115
79. Понятие о климате (115). 80. Факторы, влияющие на климат (115). 81. Основные различия между морским и континентальным климатом (120). 82. Горный климат (121). 83. Влияние леса на климат и водный режим местности (123). 84. Микроклимат (125). 85. Колебания климата (130).	
Глава XIV. Распределение климатических элементов по земной поверхности	134
86. Температура воздуха (134). 87. Атмосферные осадки (188). 88. Ветры (140).	
Глава XV. Климатические зоны земного шара	140
89. Классификация климатов (140). 90. Характеристика климатических зон (150).	

Глава XVI. Климат СССР	146
---	-----

91. Общий обзор (146). 92. Солнечная радиация на территории СССР (147). 93. Распределение климатических элементов на территории СССР (148). 94. Климатические зоны на территории СССР (157). 95. Климат арктической зоны (158). 96. Климат Европейской части СССР (159). 97. Климат Урала (162). 98. Климат Кавказа (163). 99. Климат Средней Азии (166). 100. Климат Западной Сибири (168). 101. Климат Восточной Сибири (169). 102. Климат Дальнего Востока (171).

Приложения. Таблицы: 1. Максимальная упругость водяного пара при температуре выше 0°, мм (176). 2. Максимальная упругость водяного пара при температуре ниже 0° над переохлажденной водой, мм (177). 3. Максимальная упругость водяного пара при температуре выше 0°, мб (178). 4. Максимальная упругость водяного пара при температуре ниже 0° над переохлажденной водой, мб (179). 5. Приведение показаний ртутного барометра к температуре 0°, мм (180). 6. Приведение показаний барометра к нормальной силе тяжести. Поправка на широту, мм (181). 7. Перевод миллиметров (мм) в миллибары (мб) (181). 8. Барическая ступень (182).

Сергей Иосифович Костин

КРАТКИЙ КУРС МЕТЕОРОЛОГИИ И КЛИМАТОЛОГИИ ДЛЯ ЛЕСОВОДОВ

Редакторы Г. И. Мамина, Б. И. Расин

Технический редактор — Б. И. Расин

Корректоры О. Б. Ермолова, Н. И. Кирсанова

Сдано в пр-во 2/VI-71 г. Подп. к печ. 15/XI-71 г. М-27575 Зак. 1343.
Тираж 3500 экз. Объем 11½ п. л. Бум. 60x90¹/₁₆ Изд. № 57.
Цена в переплете № 5 1 р. 20 к.

Типография № 6 Управления по печати Ленгорисполкома
Ленинград, 194018, Институтский пер., 5